



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



El Río Paraná : geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching

Pereira, María Soledad

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Latrubesse, Edgardo Manuel

Co-dirección: Hurtado, Martín Adolfo

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2016

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20161014001476>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

TESIS DOCTORAL

***“El Río Paraná: geomorfología y
morfodinámica de barras e islas en un
gran río anabranching”***

Lic. María Soledad Pereira

Director: Dr. Edgardo Manuel Latrubesse

Co-director: Lic. Martín Adolfo Hurtado

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profundamente a las siguientes personas que me han acompañado de diversas maneras durante este proyecto de tesis:

Mi director: Edgardo Latrubesse, por haber despertado en mí el interés en la Geomorfología Fluvial y mostrarme lo maravilloso que son los grandes ríos del mundo; por su guía, apoyo, confianza y compartir sus conocimientos conmigo. De manera especial, también quiero agradecerle a él y a su familia (Samia, Ada y Clara) por abrirme las puertas de su casa en USA.

Mi co-director de beca de CONICET: Carlos Ramonell, por su paciencia, dedicación, enseñanzas y priorizar siempre mi formación.

Mi co-director de tesis: Martín Hurtado, por su generosidad, confianza y apoyo.

A los miembros del Jurado: Dres. Osvaldo Gentile, Susana Degiovanni y Gonzalo Veiga, por las observaciones y correcciones del manuscrito, las cuales mejoraron al mismo.

A todos los que me acompañaron en alguna campaña por las islas del Paraná: Franco Sobrero, Francisco Latosinski, Gabriel Seffino, Aldo Paira, Edgardo Cafaro, Andrea Bosisio, Isabel Leli, Evangelina Fornari, Marie Forget, Martín Gainza, Andres Di Leo, Javier Hernandez; y especialmente a mis compañeros incondicionales del campo: Zulieca Marchetti y Ramiro Alberdi; gracias por su ayuda, paciencia infinita, y buen humor. Zule muchas gracias por tu amistad, tu ayuda, tu constante apoyo y por compartir conmigo tus experiencias.

A Roberto Mir, conductor de la lancha, por su paciencia y cooperación en los trabajos de campo.

A mis compañeros de cátedra, Ramiro Alberdi, Edgardo Cafaro, Daniela Kröhling, Ernesto Brunetto, Héctor Massera, Nancy Baraggio y Carlos Ramonell; por entender mis ausencias y ayudarme.

A Daniela Kröhling, Ernesto Brunetto, Francisco Latosinski, Daniela Montagnini y Ricardo Szupiany; por su constante predisposición para cualquiera de mis consultas y pedidos.

A Manuel Gallego y Florencia Pacheco, por su ayuda en el laboratorio de sedimentología.

A la familia Wight, especialmente Charles, por recibirme en su casa durante mi estadía en Austin y por el cariño que me brindaron.

A mis amigos de Puerto Rico, La Plata y Santa Fe, por compartir conmigo sus vidas, por sus palabras de aliento y alegría.

A mis padres y hermanas, mi eterna gratitud por brindarme siempre su incondicional apoyo en todas mis actividades, por estar siempre cuando los necesito, por aguantarme y ayudarme.

Por último, quiero agradecer infinitamente a Ega, por ayudarme constantemente en la tesis, por aguantarme en mis momentos difíciles, por acompañarme, por motivarme incansablemente y por estar ahí para mí siempre.

Muchas gracias a todos.

Sole

ÍNDICE

RESUMEN.....	I
ABSTRACT.....	V
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	1
Capítulo 2. METODOLOGÍAS Y MATERIALES EMPLEADOS.....	5
2.1. Referencia metodológica.....	5
2.2. Descripción de tareas y materiales utilizados.....	5
2.2.1. <u>Tareas de gabinete previas al trabajo de campo</u>.....	5
2.1.1.1. Recopilación bibliográfica.....	5
2.1.1.2. Recopilación cartográfica.....	5
2.1.1.3. Recopilación hidrológica.....	7
2.1.1.4. Recopilación de registros de perforaciones.....	8
2.2.2. <u>Tareas de campo</u>.....	10
2.2.2.1. Principales tareas realizadas en el campo.....	10
2.2.2.2. Materiales empleados en las tareas de campo.....	11
2.2.3. <u>Tareas de gabinete y laboratorio posteriores al trabajo de campo</u>.....	12
Capítulo 3. CARACTERIZACIÓN DEL RÍO PARANÁ EN SU TRAMO MEDIO.....	14
3.1. Características regionales.....	14
3.1.1. <u>Delimitación y localización del área de estudio</u>	15
3.1.2. <u>Marco Geológico</u>	18
3.1.2.1. Estratigrafía.....	19
3.1.2.2. Rasgos estructurales y neotectónica.....	21
3.1.2.3. Geomorfología de la planicie aluvial del río Paraná Medio.....	23

3.1.2.4. Sedimentología general de la planicie aluvial.....	27
3.1.3. <u>Clima</u>	27
3.1.4. <u>Régimen Hidrológico</u>	28
3.1.5. <u>Vegetación</u>	30
3.2. Características del cauce principal	32
3.2.1. <u>Caracterización sedimentológica y mineralógica</u>	32
3.2.1.1. Arenas del fondo.....	32
3.2.1.2. Carga de lavado.....	33
3.2.2. <u>Geomorfología general</u>	35
3.2.2.1. Características morfométricas y morfológicas actuales del cauce principal.....	35
 Capítulo 4. LOS BANCOS DE ARENA DEL RÍO PARANÁ MEDIO	 40
4.1. Introducción y objetivos del capítulo	40
4.2. Materiales y métodos	42
4.3. Análisis de antecedentes	44
4.3.1. <u>Los bancos fluviales: conocimientos generales</u>	44
4.3.2. <u>Los bancos del río Paraná: conocimientos previos</u>	51
4.3.3. <u>Aspectos emergentes del análisis</u>	55
4.4. Resultados	58
4.4.1. <u>Clasificación de los bancos de arena</u>	58
4.4.2. <u>Características generales, dinámica evolutiva, sedimentología y geomorfología identificadas en cada tipo de banco</u>	62
4.4.2.1. Bancos sumergidos.....	62
4.4.2.2. Bancos emergidos.....	69
4.4.2.2.a. <i>Desvinculados de las islas</i>	69
4.4.2.2.b. <i>Vinculados a las islas</i>	91

4.4.3. <u>Variabilidad espacio-temporal de los bancos</u>	114
4.4.3.1. Los bancos diferenciados por subtramos.....	114
4.4.3.2. Los bancos de acuerdo a la clasificación propuesta.....	117
4.4.4. <u>Caudal efectivo (morfológico), caudal de bar full y los bancos de arena</u>	120
4.5. Discusión del capítulo	122
4.6. Conclusiones del capítulo	129
 Capítulo 5. LAS ISLAS DEL RÍO PARANÁ MEDIO	133
5.1. Introducción y objetivos del capítulo	133
5.2. Materiales y métodos	135
5.3. Resultados	136
5.3.1. <u>Dinámica evolutiva de las islas</u>	136
5.3.1.1. Edad de configuración de las islas.....	136
5.3.1.2. Variabilidad espacio-temporal reciente de las islas.....	137
5.3.1.3. Variabilidad espacio-temporal recientes de las islas según su ubicación en el río.....	147
5.3.2 <u>Clasificación de las islas</u>	149
5.3.2.1. Caracterización del modelo multitemporal de tipo evolutivo.....	151
5.3.2.1.a <i>Modelo I: a partir de los bancos formados en el centro de brazos de menores jerarquías del que contiene al thalweg</i>	151
5.3.2.1.b <i>Modelo II: por aumento de la amplitud de las ondas del thalweg</i>	153
5.3.2.1.c <i>Modelo III: a partir de los bancos formados en el lado cóncavo de la margen del río</i>	171
5.3.2.1.d <i>Modelo IV: por jerarquización de riachos en islas del</i>	

cauce.....	175
5.3.2.1.e Modelo V: por jerarquización de pequeños riachos de la planicie aluvial.....	178
5.3.2.1.f Modelo VI: combinación de los modelos anteriores a partir de uniones entre distintas islas.....	182
5.3.2.2. Caracterización geomorfológica y sedimentaria general de las islas.....	182
5.3.2.2.a Elementos geomorfológicos.....	182
5.3.2.2.b Sedimentología.....	190
5.3.2.3. Análisis sedimentológico de registros de perforaciones antecedentes.....	192
5.3.2.3.a. Síntesis y aspectos emergentes del análisis del registro de perforaciones antecedentes.....	199
5.3.3. <u>Estudio detallado de la geomorfología y sedimentología de las islas, a partir de casos puntuales</u>.....	200
5.3.3.1. Zona islas Lynch.....	200
5.3.3.1.a. Evolución morfológica histórica.....	201
5.3.3.1.b. Geomorfología y sedimentología.....	203
5.3.3.2. Zona Bella Vista: isla arriba de Tragadero.....	222
5.3.3.1.a. Evolución morfológica histórica.....	222
5.3.3.1.b. Geomorfología y sedimentología.....	224
5.4. Discusión del capítulo.....	234
5.5. Conclusiones del capítulo.....	239
 Capítulo 6. CAMBIOS MORFOLÓGICOS Y CARACTERIZACIÓN MORFODINÁMICA DE LA ZONA COMPRENDIDA ENTRE CURTIEMBRE (31°27'40"S - 60°10'13"O) Y PUERTO CELINA (31°37'S - 60°19'30"O)	 244

6.1. Introducción y objetivos del capítulo.....	244
6.2. Materiales y métodos.....	245
6.3. Resultados.....	246
6.3.1. <u>Evolución morfológica histórica.....</u>	246
6.3.2. <u>Geomorfología y sedimentología.....</u>	251
6.3.2.1. Aspectos emergentes de los resultados de la geomorfología y sedimentología de las islas del área de estudio.....	283
6.3.3. <u>Transporte de sedimentos.....</u>	285
6.3.3.1. Estimación de la capacidad de transporte total de sedimentos.....	285
6.3.3.2. Estimación del transporte de sedimentos de Fondo en Suspensión con Perfilador Acústico Doppler.....	290
6.4. Discusión y conclusiones del capítulo.....	292
Lista de Símbolos.....	296

Capítulo 7. CONSIDERACIONES FINALES	297
--	------------

BIBLIOGRAFÍA.....	303
ANEXO A Tablas de imágenes aéreas, registros cartográficos planimétricos y batimétricos utilizados.....	326
ANEXO B Mosaico satelital del tramo medio del río Paraná, donde se señalan las posiciones extremas del cauce principal y brazos de menor jerarquía entre 1913 y 2009.....	332
ANEXO C Ejemplos de registros de perforaciones utilizados.....	339
ANEXO D Mapas geomorfológicos de diferentes islas de la zona Lavalle y descripciones geomorfológicas y sedimentológicas complementarias.....	342

RESUMEN

En los últimos años se propuso una nueva categoría para los ríos con caudal medio anual superior a los $\sim 17,000\text{m}^3/\text{s}$, la de los “mega ríos” (Latrubesse, 2008), que incluye a los nueve sistemas fluviales más grandes de la Tierra, entre los cuales se encuentra el río Paraná. Estos “mega ríos” tienen en común su patrón *anabranching*, caracterizado por la existencia de brazos entre islas aluviales, cuyos distintos estilos varían de acuerdo a la longitud, sinuosidad y cantidad de brazos, la complejidad morfológica de las islas, etc. Las islas, un elemento característico de este patrón, son geoformas vegetadas, estables, que no se ajustan con la variabilidad del escurrimiento anual y dividen al flujo hasta el caudal de cauce lleno (Nanson y Knighton, 1996).

Los procesos involucrados en la generación de los diferentes estilos de patrón *anabranching* todavía no se han comprendido exhaustivamente; en principio, por la falta de observaciones sistemáticas sobre sus particularidades en los prototipos. En el caso del río Paraná, éste fue clasificado como un *anabranching* moderado a bajo, por la cantidad de brazos, la baja sinuosidad, y la tendencia al entrelazamiento (Latrubesse, 2008), con un thalweg bien definido y continuo en la dirección del escurrimiento, sinuoso a meandriforme (Ramonell *et al.*, 2000).

En tal marco, el presente trabajo de tesis doctoral propone contribuir al conocimiento sistemático e integral de las islas y los bancos de arena del tramo medio del río Paraná, que se extiende entre inmediaciones de la ciudad de Corrientes ($27^{\circ}28'$ S) y Rosario ($32^{\circ}57'$ S), con una longitud de cauce de más de 700 km. El estudio involucra un análisis evolutivo de las transformaciones de estas geoformas a través del tiempo, los mecanismos y condiciones para su formación, la relación existente entre los procesos actuantes y las características geomorfológicas y sedimentarias resultantes, y la interacción entre el flujo de agua y los sedimentos vinculados a la supervivencia de los bancos e islas dentro del cauce. Se realiza, además, una descripción de las características hidráulicas y del transporte de sedimentos en un segmento reducido del tramo, en torno a islas de dimensiones comunes en el cauce principal.

Los métodos y técnicas utilizados combinaron análisis cartográficos (cartas batimétricas antiguas y modernas, fotografías aéreas e imágenes satelitales), hidrológicos, geomorfológicos, sedimentológicos e hidráulicos del cauce principal. Los principales materiales y las labores realizadas consistieron en la elaboración de mapas geomorfológicos de detalle de las islas y de la evolución morfológica de todo el tramo medio, las descripciones sedimentológicas de bancos, islas y márgenes, y el análisis

de registros de perforaciones. En un sector más reducido del río se realizaron cálculos de variación volumétrica, estimaciones del transporte de sedimentos y relevamientos hidráulico-batimétricos con un Perfilador Acústico Doppler (ADCP) y ecosonda.

Las islas son, en particular, las morfologías dominantes del cauce principal en cualquier condición hidrométrica, mientras que los bancos son formas emergidas principalmente en aguas bajas, y, en menor medida, en medias-bajas. Sin embargo, los bancos representan la etapa temprana de formación y crecimiento de buena parte de las islas, por lo que el entendimiento de su génesis y su posterior desarrollo son de gran importancia.

El estudio sistemático de los bancos del cauce principal, asociado a la morfodinámica e hidrología del sistema, permitió clasificarlos de acuerdo a su dinámica, su ubicación, y, sobre todo, a su vinculación con las islas y las márgenes del río, en dos grandes grupos: a) bancos sumergidos (en cualquier nivel hidrométrico); y b) bancos emergidos (en aguas bajas y como máximo hasta niveles de aguas medias).

Los bancos sumergidos pueden ser unitarios y de morfología linguoide, principalmente, o múltiples, de formas más complejas; la frecuencia de aparición de bancos sumergidos en el tramo medio es ampliamente superior a la de las islas. Por su parte, los bancos emergidos se subdividieron en ocho clases de acuerdo a su ubicación en torno a islas preexistentes y en el cauce, al grado de modificación morfológica en su evolución, y a la posibilidad de transformarse en islas. Varios de estos tipos son semejantes a los descritos en la amplia literatura antecedente (e.g. Smith 1974; Bridge 1993, 2003, entre otros), en la que no abundan datos de campo sobre sus evoluciones a mediano plazo, a una escala de algunas decenas de años. Justamente, la clasificación que se presenta contribuye a evaluar los bancos con fines predictivos en ese rango temporal (del orden de los 30 años, por caso).

Con relación a los bancos que evolucionan a islas, estos corresponden a dos clases: los formados en el centro de brazos de menor jerarquía respecto de aquél que contiene al thalweg, y los que tienen su origen vinculado a las exageraciones de las ondas (a modo de meandros) del thalweg. En este último caso, a medida que el thalweg exagera una onda se forma en el lado interno de la curva una plataforma de menor profundidad en la que se van desarrollando diferentes subambientes, entre ellos los bancos que se transformarán en islas, las cuales continuarán creciendo arealmente por adhesión de bancos en sus laterales y hacia aguas arriba y abajo.

Precisamente, ese último mecanismo de formación de islas se corresponde a un estilo particular de patrón *anabranching* generado en ciertos segmentos cortos del

Paraná Medio, caracterizados por una sucesión de estrechamientos y ensanchamientos, donde predominan brazos del río de longitudes relativamente cortas (< 12 km), en contraposición a otros tramos en que el *anabranching* se constituye de brazos más largos (> 15 km).

Se identificaron, además, otros tres mecanismos de formación de islas en el cauce principal, a saber: por fragmentación de islas preexistentes, a partir de la jerarquización de riachos de la planicie aluvial, y por la combinación de todos los mecanismos anteriores mediante uniones entre distintas islas.

La tasa de formación y modificación de islas en el tramo de estudio es notablemente elevada: el 57% de las islas de área mayor a $0,5 \text{ km}^2$ se formaron entre los años 1939 y 2009, mientras que sólo el 18% del total de islas tiene una antigüedad superior a los 150 años. El número de islas, por su parte, se ha mantenido en los años analizados. Lo anterior se relaciona con la dinámica del cauce, que combina aspectos de un patrón *anabranching* y meandriforme, y que ha barrido, en el último siglo, una superficie que es igual a dos veces su ancho efectivo, (es decir, un total de unos 4 km, sin considerar los anchos ocupados por las islas), con tasas de erosión y sedimentación de decenas de m/año o incluso algo superiores.

Tal singularidad morfodinámica del río Paraná Medio genera una variedad de elementos geomorfológicos en sus islas que es más grande que la común de observar en cursos de menores dimensiones. En este sentido, se reconocieron hasta 19 elementos geomorfológicos que dan origen a distintas arquitecturas de islas, tales como derrames, albardones, surcos erosivos, espiras, bancos de acreción lateral, cauces colmatados, etc. Justamente, los elementos geomorfológicos presentes en las islas proporcionaron una base para diferenciarlas, de acuerdo a su complejidad, entre: simples (formadas mayoritariamente por uno o dos elementos geomorfológicos), compuestas (son asociaciones de diferentes geoformas deposicionales, cuyas márgenes son concordantes con la traza en planta de estos) y complejas (presentan tanto márgenes concordantes como erosivas, y una mayor diversidad de elementos geomorfológicos).

Con relación a la sedimentología, la granulometría predominante tanto en el lecho del río como en el grueso del cuerpo de las islas de cauce es la de arenas medias a finas, con arenas gruesas (y hasta guijas finas) en proporciones muy subordinadas. En las islas, las facies exclusivamente arenosas tienen espesores que varían entre 15m y 3m, ubicándose desde las profundidades del thalweg en tramos ensanchados hasta

las alturas del nivel de agua relacionada con el caudal efectivo imperante durante su deposición (como banco de arena, en origen).

Superpuestos a esos tamaños se encuentran sedimentos finos y arenas finas a muy finas que formaban parte de la carga en suspensión del río, cuyos espesores más frecuentes se encuentran entre 2 y 3 m. Sin embargo, la gran diversidad de ambientes de las islas dada por la variedad de geoformas y dimensiones asociadas es propicia para que la depositación de sedimentos finos (limos, en especial) ocurra no sólo al superarse el nivel de cauce lleno, sino también en niveles inferiores, como ocurre en bajos profundos tales como lagunas y cauces en proceso de desactivación. Por ello, llegan a identificarse hasta 9 mde sedimentos finos dentro de islas originadas deposicionalmente en el cauce principal. Existe además un amplio rango vertical donde coexisten ambas facies granulométricas, lo que está determinado por una diversidad de factores, tales como la mayor o menor cercanía del thalweg al momento de la sedimentación, por caso.

La combinación de la información anterior con la relativa a la interacción del flujo de agua y sedimentos, aplicando metodologías de cálculo hidráulico y de transporte de sedimentos ajustados a este sistema fluvial, posibilitó concluir que la interrelación de factores como la característica sinuosa a meandriforme del thalweg, las fluctuaciones del caudal efectivo (o formativo), el tipo de materiales de las márgenes, la capacidad de transporte de sedimentos, la distribución diferencial de caudales líquidos y sólidos en las bifurcaciones, genera un sistema de retroalimentación entre los procesos de depositación/erosión a una escala temporal de orden decenal. Esta retroalimentación parece ser la principal responsable de la generación del patrón *anabanching* en este río.

Por otra parte, los cambios en la pendiente de la superficie del agua y el tipo de material que compone las márgenes del río serían las dos variables principales que parecieran condicionar los dos estilos del patrón *anabanching*; esto es, de brazos relativamente cortos y otros más largos. Así, una mayor pendiente longitudinal y la presencia de planicie aluvial conformando ambas márgenes del río promovería mayor energía dentro del cauce y menor control litológico, lo que favorecería la formación y modificación de islas mediante los mecanismos ya mencionados, rodeados por largos brazos de jerarquía más o menos similar. En los segmentos de menor pendiente y con mayor resistencia a la erosión, con una margen limitada por una barranca antigua resistente, y la otra, por planicie aluvial, el cauce origina una forma en planta dada principalmente por una sucesión de tramos estrechos (de cauce único) y ensanchados

(con formación de islas, de tamaños más reducidos que en los segmentos de mayor pendiente) modelados principalmente por la dinámica meandriforme del thalweg.

ABSTRACT

A new category of very large rivers, which includes the nine largest rivers on Earth with an average annual flow of more than $\sim 17,000\text{m}^3/\text{s}$, was recently proposed and defined as mega-rivers. The Parana River is one of the selected members of that peculiar group (Latrubesse, 2008). The planform adjustment of mega-rivers is a variety of anabranching pattern characterized by the existence of channel branches between alluvial islands. Their different styles vary according to the degree of sinuosity, the length and quantity of anabranches, the complexity of the islands, etc. The islands, a characteristic element of this pattern, are identified to be vegetated or otherwise stable; they do not seasonally adjust to annual flow variability and divide flow at bankfull discharge (Nanson and Knighton, 1996).

The processes and mechanisms involved in the generation of different anabranching styles, however, are not well understood, mainly because of the lack of systematic observations of its prototypes. The Parana channel pattern has been classified as a low to moderate anabranching, low sinuosity with tendency to braided (Latrubesse, 2008) and having a well-defined, sinuous to meandering thalweg (Ramonell et al. 2000). Furthermore, in our analysis, two basic styles have been identified for the Middle Parana, one dominated by short length branches ($<12\text{ km}$), and another dominated by long length ones ($> 15\text{ km}$).

The aim of this thesis is to contribute to the systematic and comprehensive knowledge of the bars and islands of the Middle Parana River, between the city of Corrientes ($27^{\circ}28'S$) and Rosario ($32^{\circ}57'S$) ($\sim 700\text{ km}$). This study involves an evolutionary analysis of their changes over time, the mechanisms and conditions for their formation, the relationship between the processes and the geomorphological and sedimentary characteristics resulting from these landforms, and the interaction between the water flow and sediment linked to the survival of the bars and islands within the channel. Additionally, a description of sediment transport and space-time distribution is provided.

The methods and techniques used involve a combination of cartographic analysis (ancient and modern bathymetric charts, aerial photographs and satellite imagery), hydrological, geomorphological, sedimentological and hydraulic analyses. The main

materials and work produced were the development of geomorphologic maps of the details of the islands and multitemporal geomorphologic maps, the sedimentary descriptions of bars, islands and banks, and drilling log analysis. Furthermore, in a specific sector of the river, volumetric calculations were performed using multitemporal bathymetric charts, sediment transport estimations and hydro-bathymetric surveys with ADCP and echo sounder.

The islands are the dominant morphologies in any hydrometric condition, while bars are only emerging in medium-low and particularly low water levels. However, the bars represent an earlier stage of evolution and growth of many of the islands; thus, understanding their genesis is of paramount importance.

The systematic study of bars, associated with the morphodynamics and hydrology of the system, allowed us to identify and classify them into the following two groups, according to their dynamics, location, and, in particular, their links with the islands and the river banks: a) submerged bars in any hydrometric level, and b) bars emerged at most up to mid-water levels.

The submerged bars can occur as individual landforms (show a linguoid shape), or as a coalescent group in the center of the main channel or near the channel and island banks; their frequency being vastly superior to the islands of the Middle Paraná. The bars emerged, in turn, were subdivided into eight classes according to their ability to evolve into islands, their location around preexisting islands, their location in the channel and the degree of morphological change. Several of these types are morphologically similar to those described in the extensive background literature (e.g. Smith 1974; Bridge 1993, 2003, etc.), in which field data about their evolution in the medium term are rare. Precisely, the classification presented contributes to the identification of bars for predictive purposes, because we have considered the evolution of the bars together with the channel morphodynamics, at the decadal scale (30 years).

The bars that evolve into islands correspond to two classes: bars formed in the center of the channel branches, lower in hierarchy than the main channel containing the thalweg, due to hydrodynamic conditions favorable to the sedimentation of sand; and those whose genesis is related to the dynamic of meandering thalweg. Specifically, in the latter case, as the thalweg exaggerates its waves, a platform is formed in the inner side of the curve that evolves developing different sub-environments, including bars that become islands. The islands continue to grow in different directions by accretion bars on their sides, upstream and downstream.

Indeed, the referred island formation mechanism corresponds to a particular style of anabranching pattern generated in certain segments of the Middle Parana, characterized by a succession of enlargements with narrower, shorter and deeper sectors between them.

In addition, 3 other mechanisms of island configuration were identified: fragmentation of existing islands, excision of part of a floodplain and a combination of all the above mechanisms by unions between different islands.

The high rate of formation and modification of the islands we have recorded in the study shows the great renovation of these landforms, since the 57% (area larger than 0.5 square kilometers) analysed, were formed between 1939 and 2009, while only 18% of the total originated 150 years ago; the number of islands in the years analyzed thus remaining quite similar. This is related to the dynamics of the channel that combines aspects of a meandering and anabranching pattern that, over the last century, has swept away an area that is equal to twice the actual width, with erosion and sedimentation rates of tens of m/year or even higher.

That singular morphodynamics of the Middle Parana River generates a variety of geomorphological elements in the islands which is much larger than the one regularly observed in smaller channels. In this regard, we have identified up to 19 geomorphologic elements (crevasse splay, crevasse channel fill, levees, backswamp, paleochannel, lake, lateral, upstream and downstream accretion bars, scroll bars, etc.) which interrelate originating different islands architectures. Precisely, the detailed characterizations of the geomorphological elements of the islands, provided a basis to differentiate them according to the diversity of geomorphologic and depositional environments into: simple (formed mainly by one or two geomorphological element), composed (they are associations of different depositional landforms, whose edges are consistent with the plant trace of these) and complex (they present both erosive and consistent edges, and a greater diversity of geomorphological elements).

Sub-sedimentary environments are easily recognized in two main groups: channel facies which constitute the major volume of the islands (they vary, depending on the environment, between 15m and 3m) are formed by medium to fine sand, and, exceptionally, coarse sand (and even fine pebbles). In this unit lie fine flood sediments and fine and very fine sand deposited from the suspended sandy load of the channels; the most common thicknesses are between 2 and 3 meters. However, the diversity of environments of the islands is appropriate for the deposit of fine sediments (particularly silt) to occur not only when the bankfull is exceeded, but also at much lower levels

(deep lakes and channels in deactivation). Specifically, up to 9 meters of fine material (silt and clay) have been identified on islands originated in the main channel. Moreover, there is a wide vertical range where both granulometric facies coexist, which is determined by a variety of factors such as the proximity to the thalweg, in the moment of sedimentation.

The combination of the above information with the interaction of water flow and sediment by applying hydraulic calculation methodology and sediment transport, made it possible to conclude that the interrelation of various factors such as the meandering thalweg feature, the temporal variability of the effective discharge, the type of materials of the banks, the availability and path of sandy sediments, the differential distribution of liquid and solid flows in the branches, among other secondary factors generates a feedback system between erosional/depositional processes at the decadal scale. This seems to be the main cause for the generation of complex anabranching pattern in this river.

Furthermore, we have identified that changes in the slope and type of material along the river might be the main geomorphological variables that may condition the two styles of anabranching pattern. In this context, a higher longitudinal gradient and presence of floodplain forming both riverbanks, promotes greater energy within the channel and lower lithologic controls. This seems to favor the formation and modification of islands by all the above mechanisms, surrounded by long branches of similar hierarchy. As regards the areas that have a lower slope and a greater lithologic control, limited by a resistant and old bank (Tertiary and Quaternary formation) and the other by a floodplain, the plan form of the channel is characterized by a succession of narrow (single channel) and enlarged sectors (with the formation of smaller islands than the segments stepper), modeled mainly by the meandering thalweg dynamics.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN GENERAL

Los grandes ríos de llanura del planeta, entre los cuales el Paraná se ubica en el noveno lugar por su caudal medio anual (Latrubesse, 2008), poseen planicies aluviales cuya arquitectura geomorfológica y la dinámica espacio-temporal asociada a la misma, es en general compleja. En tal sentido, la configuración de sus geoformas (Thorp *et al.*, 2006), los pulsos de inundación (Junk *et al.*, 1989), las tasas de sedimentación/erosión, migración fluvial (Puhakka *et al.*, 1993) y la dinámica del canal principal y sus brazos secundarios (Hamilton *et al.*, 2007), han sido identificados entre los condicionantes de mayor relevancia en la determinación de la compleja red de ecosistemas y la elevada biodiversidad que caracteriza a estos sistemas fluviales (Richards *et al.*, 2002; Neiff *et al.*, 2014; Lewin y Astworth, 2013).

A pesar de la importancia de los grandes sistemas fluviales, el conocimiento de sus morfologías, dinámicas y procesos sedimentarios presenta aún importantes vacíos, principalmente si se considera la extensión de las regiones donde se hallan, la magnitud de sus ríos, y los tamaños de sus cuencas hidrográficas. Sin embargo, el reconocimiento en esta última década de los grandes ríos del mundo como sistemas complejos, con procesos, dinámica y controles muy variables y diferentes a los ríos de menores tamaños (Schumm y Winkley, 1994; Latrubesse *et al.* 2005; Gupta, 2007; Latrubesse, 2008; Lewin y Astworth, 2013; Dunne y Aalto, 2013), ha generado un importante avance en la comprensión de las características y dinámicas de estos grandes sistemas fluviales, que es fundamental para mejorar su manejo.

En consonancia con lo anterior, desde la óptica de la geomorfología fluvial, ha sido reconocido que los sistemas tradicionales de clasificación de patrones de canales y el uso de ciertos umbrales geomorfológicos como discriminantes de patrones de canales disponibles en la literatura internacional (e.g., Parker, 1976; Schumm, 1985; Van den Berg, 1995), no son adecuados para describir y discriminar los patrones de los grandes sistemas aluviales (Latrubesse, 2008).

Un rasgo común que comparten los “mega ríos” es el patrón de cauce múltiple o ramificado (“*anabranching*¹ pattern”) en torno a islas de diversos tamaños, siendo esta

¹ El término *anabranching* será usado en esta tesis en su forma idiomática original debido a la ausencia de un término en español que lo relacionara directa y unívocamente (e.g. cauces múltiples puede confundirse con anastomosado, un término que aún no tiene un consenso en la literatura geomorfológica internacional)

estrategia de ramificación del cauce, la manera más eficiente que tienen estos ríos de transportar altas proporciones de caudales líquidos y sólidos a través de grandes distancias con muy bajas pendientes (Nanson y Knighton, 1996; Latrubesse, 2008; Nanson, 2013). Ese patrón *anabranching* se alcanza a partir de la incorporación de islas (Nanson y Huang, 1999; Huang y Nanson, 2007), las cuales pueden formarse de diversas maneras y con diferentes grados de celeridad (e.g. Nanson, 2013, Lewin y Astworth 2013). A su vez, cada brazo del río puede tener un patrón diferente (entrelazado, meandriforme o recto), (Nanson y Knighton 1996). De esta manera, existe una gran variedad de subpatrones *anabranching*, lo que, sumado al ambiente geotectónico en el que se hallan insertos y a la diversidad geológica y climática de las cuencas de aporte, determina la formación de diversos estilos de brazos e islas a escalas espaciales y temporales muy variables. Los mecanismos y particularidades de esa organización interconectada de cursos permanecen aún desconocidas, en principio, por la falta de observaciones sistemáticas sobre sus particularidades en los prototipos.

En el río Paraná existen resultados inherentes a sus características geomorfológicas que remontan a la década del 70 (Iriondo, 1972, 1979; Iriondo y Drago, 1972; Drago, 1973). A pesar de ello, el esquema general de estructura interna de la llanura aluvial no ha evolucionado ni sumado nuevas observaciones ni se ha considerado la morfodinámica actual (Iriondo, 1987, 2007). Para los últimos 100 años, resultados significativos sobre geomorfología fluvial fueron obtenidos en el tramo de la provincia de Corrientes (Orfeo, 1995; Orfeo y Stevaux, 2002) y en distintos puntos en el sector medio (Ramonell, 2005; Ramonell *et al.*, 2000, 2002).

La denominada “islas del cauce principal”, es una unidad geomorfológica particularmente significativa de la planicie aluvial del Paraná, dada su asociación directa con el cauce principal del sistema. Drago (1973) propuso que parte de las islas se forman por el crecimiento en área y altura de cuerpos arenosos, o por la acreción lateral de varios de ellos. Las formas en que barras o bancos de arena² se han anexado a la llanura ha sido demostrada cartográficamente por Drago (1977), Orfeo (1995) y Ramonell *et al.* (2000) en diferentes zonas del Paraná Medio para los últimos 100 años. A igual escala temporal, Amsler *et al.* (2005), correlacionaron los cambios

² En esta tesis se ha optado por utilizar el término "banco", debido a que así aparece con su acepción correcta utilizada en nuestro país en el diccionario de la Real Academia Española; en contraposición con "barra", que es un término técnico de uso común, pero con otros significados en la variedad rioplatense del español

en el entrelazamiento del cauce principal con las variaciones del caudal morfológico del río, inducidas a escala de décadas.

A pesar de los antecedentes mencionados, todavía no se ha realizado un estudio sistemático e integral de todas las islas y bancos de arena del río Paraná que involucre un análisis simultáneo de aspectos tales como, sus transformaciones a través del tiempo, los mecanismos y condiciones para su formación, la interacción entre el flujo de agua y los sedimentos, que controlan la evolución y estabilidad en planta del cauce, y la supervivencia de aquellas geoformas dentro de él. Al igual que lo que ocurre con la estructura intrínseca del flujo, la descripción detallada del transporte de sedimento y su distribución espacio-temporal evaluadas con tecnologías modernas en estos grandes ríos es escasa. Así como también, la relación existente entre los procesos actuantes y las características geomorfológicas y sedimentarias resultantes en los bancos e islas.

Tanto la identificación como la comprensión de los mecanismos y umbrales geomorfológicos que generan la planicie de islas y con ella, la formación de patrones *anabanching* de los grandes ríos, permitirá una mayor comprensión sobre la evolución de la llanura aluvial no sólo del Río Paraná, sino de otros grandes sistemas *anabanching* del mundo.

Hipótesis

La configuración del patrón *anabanching* del río Paraná Medio está vinculada a distintas variables, factores y procesos que actúan a diversas escalas temporales y espaciales. Un modelo único basado en un enfoque físico-morfodinámico no puede explicar la configuración morfosedimentológica y el funcionamiento a lo largo de todo el sistema.

Objetivos

1. Identificar y entender la interrelación espacial de los principales procesos morfodinámicos que operan actualmente en el canal del río Paraná Medio, responsables de fenómenos fluviales de escala temporal dispar tales como generación de bancos de arena e islas.

2. Evaluar la influencia de esos procesos en la generación de escenarios de riesgo de escala pluricentenario

3- Generar un modelo morfodinámico para la denominada “islas del cauce principal” del Río Paraná Medio.

4- Identificar parámetros y variables geomorfológicas críticas (umbrales) que condicionen el desarrollo de un patrón *anabanching* en el Paraná con la finalidad de comparar estos resultados con otros sistemas fluviales gigantes del mundo con patrones *anabanching*.

Lo anterior contribuirá al logro de objetivos más generales, entre los que se destacan la generación de nuevas estrategias para el manejo de grandes sistemas aluviales y la transferencia de resultados más detallados sobre la morfodinámica del río Paraná a Proyectos de Gestión Gubernamental.

Capítulo 2

METODOLOGÍAS Y MATERIALES EMPLEADOS

2.1. Referencia metodológica

El enfoque metodológico general de la tesis abarca de manera implícita la integración de disciplinas, en lo que se ha dado en llamar “aproximación geomorfológica-ingenieril” (Winkley y Schumm, 1994), que combina datos del presente y de la historia pasada mediante la vinculación de la morfología fluvial y la historia geomorfológica del sistema en estudio con los datos hidrológicos e hidráulicos de los mecanismos que gobiernan su funcionamiento.

El estudio de la región involucró el empleo de pautas y criterios metodológicos diversos de acuerdo a la temática específica abordada, utilizándose las incluidas en Kondolf y Piégay (2003); Sear *et al.* (2003); Ramonell y Amsler (2002); Thorne (1998).

2.2. Descripción de tareas y materiales utilizados

En este ítem se indican, de manera general, las principales tareas y los materiales empleados, que se ampliarán, cuando corresponda, en capítulos sucesivos.

2.2.1. Tareas de gabinete previas al trabajo de campo

2.1.1.1. Recopilación bibliográfica

En una primera etapa se realizó la lectura y recopilación de la información bibliográfica disponible sobre bancos e islas fluviales, haciendo especial énfasis en los grandes ríos del mundo y sobre todo en el río Paraná. De esta manera, se pudo establecer el alcance de la tesis y establecer los límites de nuestro estudio.

2.1.1.2. Recopilación cartográfica

Se tuvo el privilegio de contar con una gran cantidad de registros cartográficos antiguos del río en estudio, correspondiendo a:

- ✓ Año 1847: mapa de navegación confeccionado por el capitán Sullivan a bordo del HMS Philomel, desde Corrientes hasta Rosario, escala 1:84.000.

✓ Año 1913: planos de navegación del río Paraná entre Corrientes y la desembocadura. Ministerio de Obras Públicas de la Nación (MOP). Dirección General de Obras Hidráulicas. Comisión del Paraná Inferior, escala 1:100.000.

✓ Año 1939: Río Paraná entre la desembocadura y la Confluencia (11 láminas). MOP. Dirección General de Navegación y Puertos, escala 1:100.000.

✓ Años 1960 a 1989: cartas batimétricas de distintos sectores del río Paraná. Gerencia Proyecto Paraná Medio de la ex Empresa Agua y Energía Eléctrica S.E. (*tabla 1, anexo A*).

Además, se dispuso de cartas batimétricas modernas de detalle del período 2004-2009 confeccionadas por el departamento Paraná Medio de la Dirección Nacional de Vías Navegables de Argentina, y por proyectos de investigación y transferencia realizados por la Universidad Nacional del Litoral (*tabla 1, anexo A*).

Las fotografías aéreas usadas corresponden a las décadas de 1950, 60 y 70 (resolución espacial 6 m), y proceden del relevamiento fotogramétrico del IGN (ex IGM) (*tabla 1, anexo A*).

Por otra parte, las imágenes satelitales que fueron empleadas se corresponden a:

➤ Landsat 2 MSS y 5 TM, de resolución espacial de 90 m x 90 m y 30 m x 30 m respectivamente (entre los años 1977 y 2010); cubrieron todo el tramo de estudio.

✓ CBERS 2B con resolución espacial de 2,7 m x 2,7 m (lapso 2008-2009).

✓ CBERS 2 con resolución espacial de 20 m (2004-2007).

Todas ellas disponibles en www.cbers.inpe.br y www.glovis.usgs.gov.

✓ SPOT, con resolución espacial de 15 m (año 1993).

✓ Google Earth® (2002-actualidad).

En la selección de las imágenes del Landsat 2 MSS y 5 TM, se tuvo especialmente en cuenta la altura hidrométrica del río, ya que los bancos de arena están emergidos solamente para niveles de aguas medias-bajas y especialmente bajas. Por tal motivo, y con el fin de tener una idea sobre la modificación del área de emergencia de los bancos vinculados a las fluctuaciones del nivel del agua, se seleccionó un tramo del cauce cuyas imágenes muestran alturas hidrométricas muy variables, desde aguas muy bajas hasta altas en un plazo no mayor a un año. Dichas imágenes corresponden a las 227/082 del Landsat 5 TM del año 2010, en las que se midieron las áreas de emergencia de los bancos para las distintas alturas hidrométricas (*fig. 2.1*).

Lo anterior permitió no sólo conocer la variación del área emergida con respecto a

la altura del agua, sino advertir que, en un rango de solamente 65 cm del nivel del agua, puede variar hasta la mitad del área expuesta de los bancos.

En base a esos resultados, se buscaron todas las imágenes Landsat disponibles desde Corrientes a Rosario desde 1977 al 2009, y se eligieron aquellas que tenían las menores alturas hidrométricas, pero que, a su vez, la variación del nivel del agua no fuera mayor a 40 cm entre las diferentes fechas, en lo posible. De esta manera, se terminó utilizando 48 imágenes correspondientes a 7 fechas (*tabla 2, anexo A*) para realizar comparaciones espaciales y temporales de los bancos e islas. Asimismo, se seleccionaron 4 fechas (1977, 1986, 1999 y 2009), abarcando 24 imágenes (*tabla 2, anexo A*), con el objetivo de clasificar los diferentes tipos de bancos e islas y realizar las mediciones y comparaciones entre ellos.

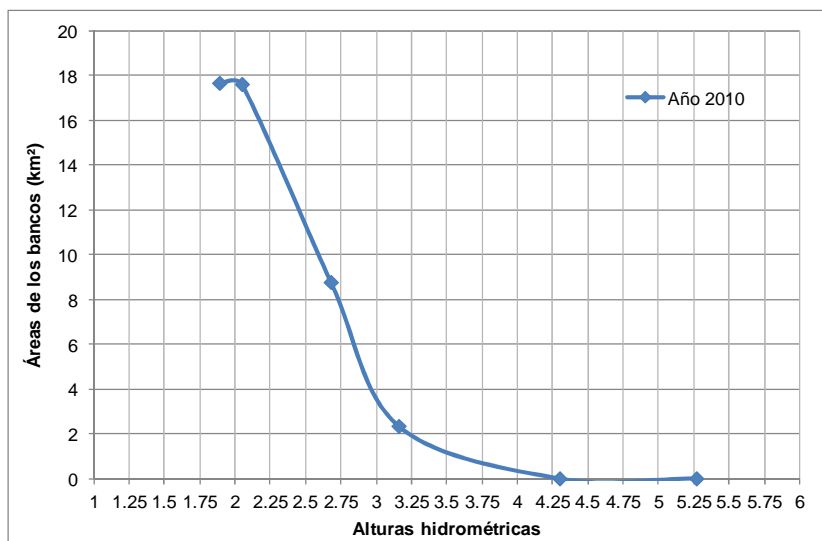


Figura 2.1. Relación entre la superficie expuesta de los bancos de arena y la altura del nivel del agua

En el anexo A (tabla 1), se citan todos los materiales cartográficos empleados.

Los materiales cartográficos fueron georreferenciados de acuerdo a la proyección Gauss Krüger Zona 5 y el elipsoide WGS84, con un error medio cuadrático (rsm) inferior a un píxel, y ensamblados con programas específicos (ENVI 4.2® y ArcGIS 9.3®).

2.1.1.3. Recopilación hidrológica

Los datos relacionados con el caudal y las alturas hidrométricas (desde 1905 a la actualidad) de las distintas estaciones de aforos ubicadas sobre el tramo medio del río Paraná fueron obtenidos por medio de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la

Nación y del Centro de Informaciones Meteorológicas (CIM) de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas – Universidad Nacional del Litoral (FICH - UNL).

A partir de la información cartográfica e hidrológica se realizaron interpretaciones y análisis espaciales y multitemporales de diferentes propiedades geomorfológicas del cauce principal, cuyas características y procedimientos específicos se mencionan en los capítulos correspondientes.

Sobre esta base de interpretación geomorfológica del cauce principal y de sus geoformas dominantes se definieron los principales sectores de interés para el desarrollo de las tareas de campo (fig. 2.2).

2.1.1.4. Recopilación de registros de perforaciones

Otra fase fundamental fue la búsqueda y el examen de registros de perforaciones practicadas en las islas, mayormente con información de geotecnia, que no habían sido integrados desde una perspectiva geológica.

Un conjunto de éstos corresponde a registros inéditos de geotecnia elaborados en la década del 70 desde la Gerencia Proyecto Paraná Medio de la ex Empresa Agua y Energía Eléctrica S.E. Otro grupo más actual de registros de perforaciones pertenece a los elaborados por Huerta & Asoc. (2003) y Consular-latasa-Grimaux-Atec-Incociv UTE (2008). A su vez, se dispuso de los registros que se encontraban reproducidos en informes de estudios aplicados por la FICH.

En total se logró una colección de 40 informes de perforaciones para islas del centro del cauce y otras adosadas a la planicie.

La metodología utilizada para el tratamiento de los registros de sondeos fue similar a la que empleó Ramonell (2005), la cual se eligió debido a la similitud de los documentos. De esta manera, adoptamos una simplificación en las descripciones, teniendo en cuenta cuatro parámetros: tamaño de grano, color, resistencia a la penetración y clase de material, según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS).

Así, se consideraron cinco clases de tamaños:

- Arenas gravosas.
- Arenas limpias.
- Arenas con finos.
- Limos.
- Arcillas.

La categoría intermedia diferenciada (arenas con finos) equivale a las “*dirty sands*” del USCS, i.e., a las clases SC y SM, mientras que la de “arenas limpias” incluye las SP, SW y SP-SM. En los casos en que no había ensayos de clasificación por el Sistema Unificado, se homologaron al grupo de “arenas con finos” las referencias del tipo “arenas limosas” o “arenas arcillosas”; las menciones a “limos arcillosos” y “arcillas limosas” fueron incluidas en las clases “limos” y “arcillas”, respectivamente.

Con respecto a los colores, se diferenciaron seis tipos:

- Naranja (incluyendo menciones como “pardo rojizo”, “arena color ocre” y otras por el estilo).
- Amarillo (también “pardo -o marrón- amarillento”, “blanco”, “gris”).
- Pardo (=marrón).
- Pardo verdoso.
- Verde claro (y “gris verdoso”, “verde grisáceo”, “amarillo verdoso”).
- Verde (también “verde azulado” y “azul”).

En cuanto a resistencia a la penetración, se tuvieron en cuenta los resultados de los ensayos de penetración estándar (SPT), identificando cambios abruptos en los mismos.

Con respecto a las clases del USCS, se consideraron las siete agrupaciones siguientes:

- SW.
- SP y SP-SM.
- SM.
- SC, SC-SM.
- ML, CL-ML, CL.
- MH.
- CH.

En los registros de las perforaciones no se registraron estratos con más del 50% de gravas (clases G, principalmente, del USCS) ni sedimentos organógenos (tipos OH, OL, Pt).

A partir de este análisis de los registros de perforaciones se elaboraron las interpretaciones geológicas del subsuelo de las islas.

2.2.2. Tareas de campo

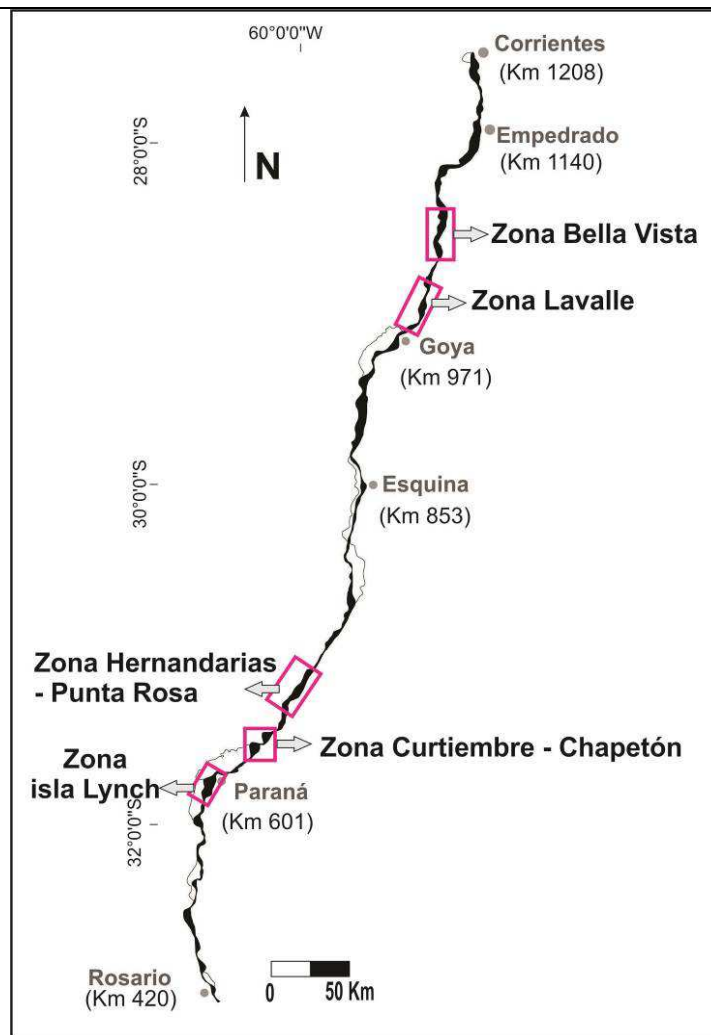


Figura 2.2. Ubicación de las zonas visitadas en el campo

2.2.2.1. Principales tareas realizadas en el campo:

- Control y corrección de los mapas de elementos geomorfológicos previamente realizados en gabinete.
- Determinación de la composición y las dimensiones de las diferentes geoformas, con dibujos para correlacionar, comprender y visualizar mejor las relaciones espaciales y temporales entre las mismas, así como para estimar parámetros hidráulicos e hidrológicos a fin de poder establecer sus características genéticas.
- Levantamiento sedimentológico de perfiles en cortes naturales y artificiales del terreno, con especial énfasis en el reconocimiento de los distintos tipos de sedimentos,

estructuras sedimentarias primarias y biogénicas, geometría de los cuerpos, entre otros datos descriptivos relevantes, como ser espesor y tipo de sedimentos depositados en la última crecida.

➤ Muestreo sistemático en cada uno de los perfiles relevados con el objeto de realizar en laboratorio determinaciones sedimentológicas complementarias. Además se realizaron perforaciones donde se obtuvieron muestras testigo de hasta 6 mde profundidad, con la finalidad de caracterizar las sucesiones sedimentarias de superficie y subsuelo, estableciendo correlaciones entre las columnas logradas.

➤ Mediciones batimétricas, aforos con perfilador Acústico Doppler (ADCP) y muestreos del material del lecho y en suspensión, los cuales se utilizaron tanto para cálculos de transporte de sedimentos como para analizar de manera integradora los procesos morfodinámicos que operan en la evolución geomorfológica-sedimentológica de los bancos e islas del cauce principal.

Las alturas registradas de las diferentes geoformas o depósitos sedimentarios siempre se dan en referencia a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano.

2.2.2.2. Materiales empleados en las tareas de campo

Acceso a las islas y bancos de arena: se utilizó la embarcación hidrográfica Azimut, de 6 mde eslora por 2 mde manga, con motor fuera de borda de 70 HP, perteneciente a la FICH-UNL.

➤ Control y corrección de los mapas de elementos geomorfológicos: uso de imágenes satelitales, GPS eTrex® para georreferenciamiento de los puntos levantados, cámara de fotos, cuaderno de campo.

➤ Levantamiento de datos morfológicos y perfiles topográficos: empleo de cinta métrica, brújula Brunton®, mira y nivel (sistema geométrico con lectura atrás y adelante). Perforaciones para toma de muestras: pala manual para realizar pequeñas calicatas, barrena de cuchara helicoidal de hasta 4 mde alcance y perforadora *vibracore* con obtención de testigos de hasta 6 m.

➤ Mediciones batimétricas, aforos y toma de muestra del lecho: embarcación hidrográfica Azimut, la cual posee adaptaciones especiales para el montaje de una sonda ecógrafa de 200 MHz con salida digital y gráfica marca Raytheon, un perfilador acústico Doppler (ADCP) Sontek de 1000 MHz para determinar caudales, dos PC conectadas al instrumental de a bordo con visualización en tiempo real del recorrido

del barco en carta náutica, con salida digital en archivos ASCII, un muestreador de sedimento de fondo, flotadores integradores con lastre variable para la determinación de líneas de corriente, un sistema GPS RTK (cinemático en tiempo real) marca Leica, compuesto por dos receptores de doble frecuencia, un equipo de radiomódem completo para la estación receptora base y la estación receptora móvil, con capacidad geodésica.

2.2.3. Tareas de gabinete y laboratorio posteriores al trabajo de campo

Las dependencias y el instrumental utilizados en los trabajos de gabinete y laboratorio fueron los del Laboratorio de Sedimentología de la FICH-UNL.

➤ Descripción cualitativa y semicuantitativa de las propiedades geomorfológicas y morfométricas de los bancos, islas y márgenes del río desde 1977 hasta 2009. Esta tarea se realizó utilizando cuatro fechas (1977, 1986, 1999 y 2009), correspondiendo a 24 imágenes satelitales Landsat 2 MSS y 5 TM (*tabla 2, anexo A*) obtenidas con niveles hidrométricos bajos en todo el tramo medio, sumando datos de campo y cartas batimétricas. Toda la información fue compilada y procesada usando un sistema de información geográfica (SIG), mediante el programa ArcGIS 9.3® (Esri 2009). De acuerdo a los distintos objetivos detallados en los capítulos siguientes, se realizaron diferentes comparaciones de los parámetros morfométricos y los elementos geomorfológicos, como variabilidad en la cantidad y el área de los bancos, islas y cauce, sinuosidad del thalweg, ancho del cauce, etc.

➤ Confección de mapas temáticos: con los datos obtenidos en el campo, más el control y la corrección de los mapas elaborados en etapas previas, se preparó una base de datos tipo GIS y se confeccionaron mapas de detalle de elementos geomorfológicos de las islas de cauce en los tramos que fueron seleccionados y recorridos en el campo.

➤ Elaboración de columnas estratigráficas: se dibujaron columnas estratigráficas detalladas (escala 1:100) de los distintos perfiles relevados en el campo utilizando los programas Sedlog® y CorelDraw®. En ellas se detallaron diversos aspectos descriptivos, como ser espesor, color, composición, textura, estructuras primarias y biogénica, etc.

➤ Análisis de facies: en base al análisis minucioso de la evolución hidromorfológica histórica de las islas y bancos del cauce y de la interpretación de los

perfiles estratigráficos logrados, fue posible reconocer facies sedimentarias observacionales.

➤ Cálculo del transporte de sedimentos: con el fin de realizar una interpretación íntegra de la evolución morfológica de un tramo característico del río, cuya geometría en planta y forma de evolución se repite en otros sectores del Paraná Medio, se calcularon la capacidad del transporte de sedimentos y los cambios volumétricos del cauce. Para tal evaluación se procesó información hidráulica y sedimentológica, tanto la ya disponible anteriormente como la obtenida en las salidas al campo. En el capítulo 6 se dan los detalles de la metodología empleada.

➤ Análisis sedimentológico: en laboratorio se procesaron las muestras recolectadas en el campo para definir la granulometría mediante técnicas de tamizado (en seco y húmedo), hidrómetro y pipeta, de acuerdo a los procedimientos normados en Bowles (1978) y Oliveira (1994).

Los resultados de estos análisis se expresaron en términos de la escala de grados de Udden-Wentworth, calculándose los estadísticos de diámetro medio y desvío con las fórmulas de Inman (1952; en Zarauza *et al.*, 1977).

También se hicieron observaciones con lupa binocular sobre las fracciones de arena fina o media de algunas muestras, siempre que tales clases fueran las modales (o modas secundarias) del sedimento en cuestión.

Finalmente, los resultados obtenidos en laboratorio y en el campo, conjuntamente con los antecedentes analizados permitieron llegar a las conclusiones finales, cumpliendo así los objetivos de la tesis.

Capítulo 3

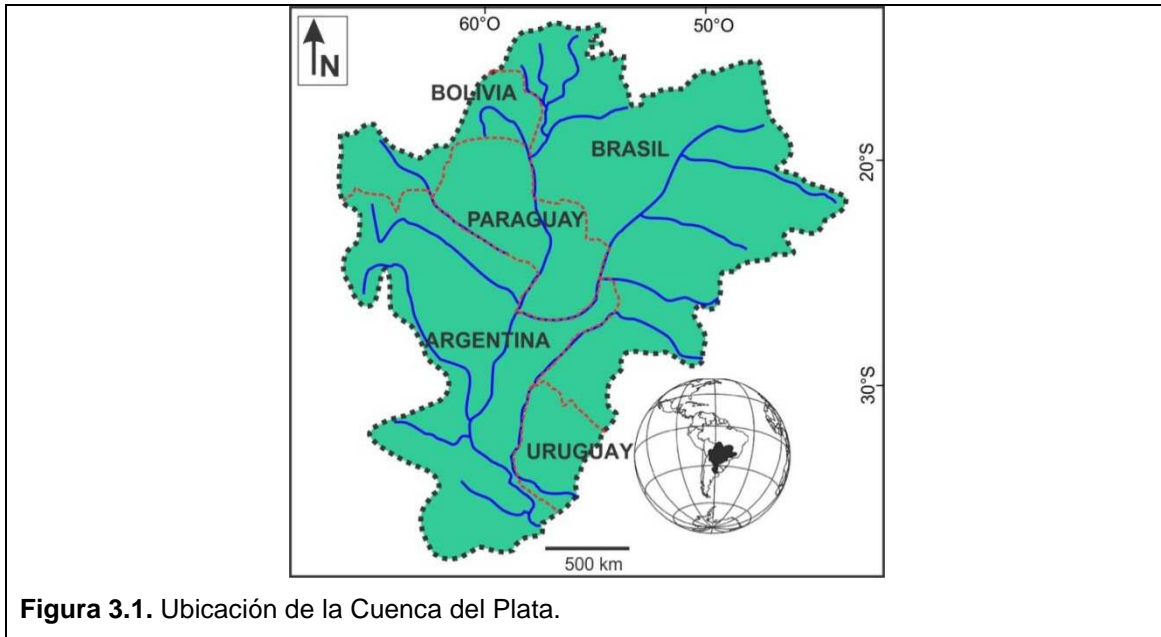
CARACTERIZACIÓN DEL RÍO PARANÁ EN SU TRAMO MEDIO

3.1. Características regionales

Uno de los sistemas fluviales más grandes del mundo es la Cuenca del Plata, abarcando una superficie de alrededor de 3.100.000 km² y extendiéndose por los territorios de Argentina (29,7%), Brasil (45,6%), Bolivia (6,6%), Paraguay (13,2%) y Uruguay (4,8%) (*fig. 3.1*) (OEA, 1969). Dentro de este gran sistema existen tres grandes subcuencas: la del río Paraguay, la del río Paraná y la del río Uruguay. Los dos últimos confluyen formando el Río de la Plata, mientras que el primero tributa en el río Paraná, al norte de la ciudad de Corrientes (Paoli *et al.*, 2000).

El principal tributario de este enorme sistema es el río Paraná, que nace en la confluencia del río Paranaíba y el río Grande (20° 04' S – 51° O) y desemboca en el Río de la Plata (34° 16' S – 58° 20' O). Se trata del segundo río más grande de Sudamérica en términos de longitud (3.780 km) y tamaño de la cuenca (~2.600.000 km²) (Latrubesse *et al.*, 2005), y del noveno más grande del mundo en términos de caudal (~18.000 m³/s) (Latrubesse, 2008).

Como es bien conocido, los ríos suelen ser divididos en dos o tres tramos (superior, medio e inferior) con la finalidad de obtener una rápida ubicación dentro de la cuenca. En este contexto, y de acuerdo a varios autores regionales (Drago, 1973; Iriondo, 1972; Bonetto, 1976; Paoli y Schreider, 2000, entre varios otros), se considera el tramo medio del río Paraná a partir de la confluencia con el río Paraguay (27° 17' S) hasta donde comienzan las unidades geomorfológicas originadas por la transgresión y regresión marina del Holoceno. Estas geoformas fueron ubicadas anteriormente en cercanía de la localidad de Diamante; sin embargo, actualmente Ramonell *et al.* (2012) las han identificado y mapeado más al sur, en las inmediaciones de la ciudad de Rosario (32° 57' S).



3.1.1. Delimitación y localización del área de estudio

El río Paraná Medio, con una longitud de cauce de unos 700 km, presenta un patrón de cauce ramificado (*anabranching*) (Latrubesse, 2008), con un thalweg bien definido, de sinuoso a meandriforme (Ramonell *et al.*, 2000), lecho arenoso, pendientes muy bajas (de 4 a 6 cm/km), donde las geoformas más características son las grandes islas y los bancos de arena que se encuentran diseminados a lo largo de su curso (*fig. 3.2a*).

Este río está inmerso dentro de una gran planicie aluvial de 18.880 km² de superficie y 30 km de ancho promedio, con extremos de entre 4 y 60 km, que conjuntamente con sus pendientes y desniveles se refleja a partir del modelo digital de terreno (*fig. 3.2b*).

En su recorrido, el río Paraná Medio limita con distintos materiales geológicos, desde barrancas conformadas por formaciones del Terciario y del Cuaternario Inferior hasta sedimentos cohesivos antiguos de la planicie aluvial (limo y arcillas de ambiente lacustre-palustre fluvial), además de materiales arenosos y/o finos de sedimentación más moderna, con características friables en comparación a los anteriores (*fig. 3.2c*).

En este contexto, el área de estudio corresponde al tramo medio del río, abarcando el cauce principal y los brazos secundarios, conjuntamente con las islas y bancos de arena, desde la ciudad de Corrientes (27° 28' S, 31 km aguas abajo de la confluencia del río Paraguay) hasta la ciudad de Rosario (32° 57' S) (*fig. 3.2*).

Debido a la extensión del área de estudio, y atendiendo a los objetivos de esta tesis, no se tuvieron en cuenta las tres islas más grandes limitadas por cauces secundarios que escinden varios kilómetros de la planicie aluvial, dejándolas para futuras investigaciones. Estas islas se denominan San Jerónimo (limitada por el cauce de nombre homónimo), Curuzú Chalí (limitada por el cauce Espinillo) y Colastiné (limitada por el cauce de igual nombre) (*fig. 3.2c*).

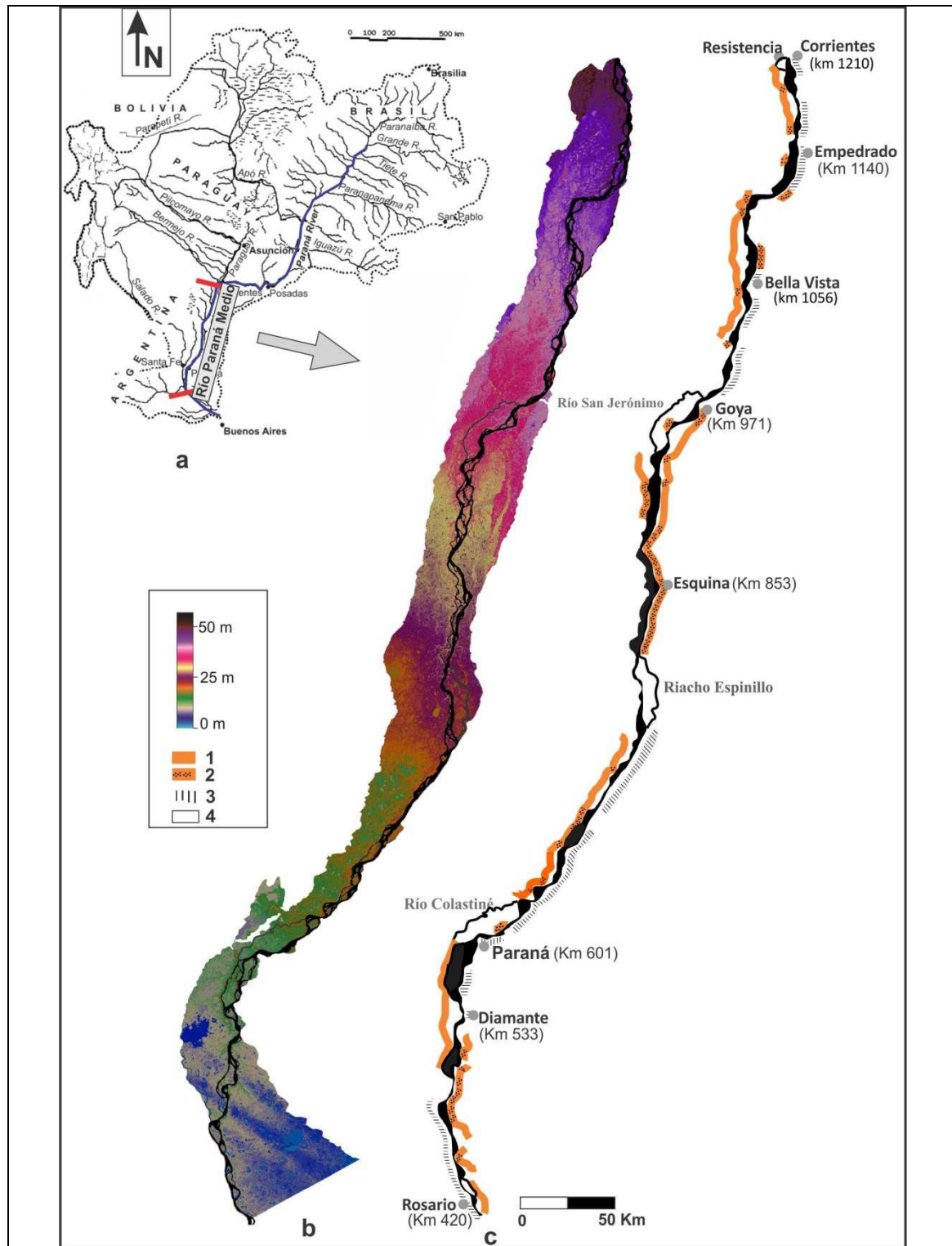


Figura 3.2a. Ubicación del río Paraná Medio en la cuenca; **b.** Modelo digital de terreno de la planicie de inundación del río Paraná Medio; **c.** Ubicación de las principales ciudades costeras (con kilómetros de navegación), los brazos secundarios que escinden una porción de planicie aluvial y el tipo de material de las márgenes: 1. Material aluvial cohesivo (resistente) ubicado distante de la margen actual del cauce; 2. Material aluvial cohesivo (resistente) que constituye la margen actual; 3. Margen con formaciones geológicas antiguas (del Terciario y del Cuaternario Inferior), resistentes; 4. Material aluvial friable (arenas y/o finos de deposición moderna).

3.1.2. Marco geológico

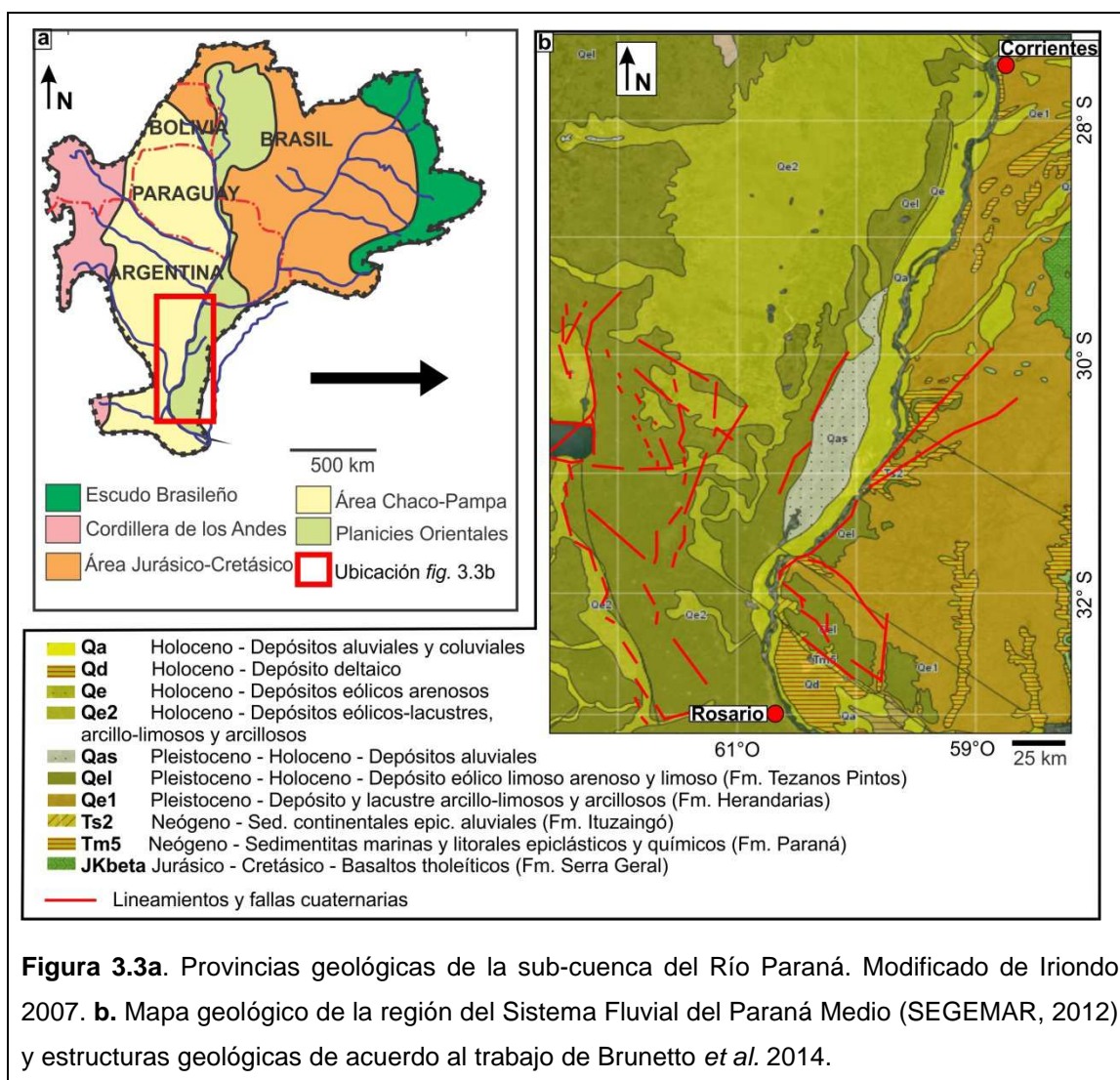
El río Paraná se formó en el Plioceno, alrededor de 3 a 4 millones de años atrás. El origen se debe a los levantamientos tectónicos que formaron la Serra do Mar junto al Atlántico y la Cordillera de los Andes. Estos cambios mayores en la topografía de Sudamérica aislaron a las regiones tropicales de sus niveles de base anteriores y las reunieron en un gran colector de dirección Norte-Sur (Paoli *et al.*, 2000).

En relación a la geología de la cuenca del río Paraná, a continuación se expone una breve síntesis de acuerdo a los trabajos de Iriondo (1972, 1987, 2007).

Esta cuenca está formada por varias provincias geológicas (*fig. 3.3a*), que influyen en la geoquímica, sedimentología e hidrología del río Paraná, las cuales corresponden a:

- *Escudo Brasileño*: conforma el 7,4% del área total, donde predominan gneises y otras rocas metamórficas. La región está cubierta por *loess* tropical cuaternario. El escudo es una fuente de cuarzo y caolinita.
- *Cordillera de los Andes* (Sierras Subandinas, altiplano boliviano y un sector de la Puna argentina): representa cerca del 7,4% del área total; presenta numerosos tipos de rocas, entre las cuales dominan las lutitas, filitas y sedimentitas de grano fino. Esta región provee de abundantes sedimentos finos a la red hidrográfica, principalmente illita y limo cuarzoso.
- *Provincia Jurásico-Cretácica del Alto Paraná*: abarca casi el 29% del total de la cuenca; formada por basaltos y areniscas silíceas eólicas y fluviales. La superficie está formada por una delgada capa de eólicos y suelos lateríticos. Esta área es una fuente de cuarzo y caolinita para los ríos.
- *Provincia Carbonífera del Alto Paraná*: comprende el 5,6% del total de la cuenca; está integrada por rocas glaciales y periglaciales del Carbonífero Superior (tillitas, areniscas y lodolitas).
- *Llanura Chaco-Pampeana*: es la región geológica de mayores dimensiones de la cuenca (29,8%). Está compuesta por sedimentos cuaternarios, principalmente arena fina, limo y arcilla asociada (illita). La mayor parte de los sedimentos contienen sales solubles, siendo muy notable la contribución de estas por afluentes pequeños y filtraciones subterráneas de esta llanura al Paraná.

- **Planicies Orientales:** conforman el 10,9% del área total; localizadas en dos áreas, una norte que se corresponde con el Pantanal del Mato Grosso, compuesto por grandes abanicos aluviales y cuyo colector es el río Paraguay; y el área sur, la Mesopotamia, localizada al noreste de Argentina, cuyos niveles superiores de la columna geológica están compuestos por arenas cuarzosas y arcillas montmorilloníticas.
- **Otras regiones geológicas:** alrededor del 10% de la cuenca está formado por diversas rocas y sedimentos, prevaleciendo sedimentitas paleozoicas.



3.1.2.1. Estratigrafía

La estratigrafía de la región de estudio fue analizada y caracterizada por varios autores, entre los que se encuentran Chebli *et al.* (1999); Fernández Garrasino y Vrba

(2000); Gentili y Rimoldi (1979); Herbst (1972, 2000); Herbst *et al.* (1976); Herbst y Santa Cruz (1985); Iriondo (1973, 1980, 1987, 2010); Kröhling (2001); Marengo (2006); Padula (1972); Russo *et al.* (1979). Se muestra una síntesis modificada de Ramonell (2005) (tabla 3.1) a partir del análisis de los trabajos antecedentes:

Era / Período / Época		Unidad estratigráfica		Litología dominante (y espesor, ³ en m)		Ambiente de formación		
		A	B					
C E N O Z O I C O	C u a t e r n a r i o T e r c i a r i o	Holoceno superior	Fm. San Guillermo		limos grises (1)		eólico	
		Holoceno medio	Suelo hypsitermal		(horizonte Bt)		(régimen údico)	
		Holoceno inferior- Pleistoceno tardío	Fm. Tezanos Pinto		limos pardos y anaranjados(10)		eólico, palustre	
		Pleistoceno inferior		Fm. Hernandarias	Gr. Punta Gorda	limos gris oliva y marrón claro con yeso. (15)	limos marrón con concreciones CaCO ₃	eólico, palustre
		Holoceno-Mioceno tardío?	Fm. Puelches / Ituzaingó		arenas ocráceas y blanquecinas (40)		fluvial	
		Mioceno medio	Fm. Paraná		arcillas verdes y arenas gris blanquecinas(150) ⁴		marino	
		Mioceno inferior?-Eoceno	Fm. Chaco		pelitas rosadas con yeso y areniscas amarillas (300)		fluvial	
		Paleoceno Cretácico superior	Fm. Mariano Boedo		areniscas amarillas(300)		marino somero	
		M E S O Z O I C O	Cretácico inferior-Jurásico superior	Fm. Serra Geral		basaltos tolehíticos		vulcanismo de intraplaca
				Fm. Tacuarembó		areniscas rosadas	(≈1000)	eólico y fluvial
P A L E O Z O I C O	Pérmico	Fm. Chacabuco		arcillitas y pelitas bituminosas	(1500)	continental		
		Carbónico superior	Fm. Charata				diamictitas y arcillitas grises	
	Fm. Sachayoj		arcillitas pardas y negras					
	Paleozoico inferior-Precámbrico	sin denominación formal		sedimentitas detectadas por sísmica (2000)			---	
Basamento Cristalino		rocas plutónicas						

A: Llanura Chacompampeana, B: Mesopotamia (Barranca del río Paraná en Corrientes y Entre Ríos)

Tabla 3.1. Cuadro estratigráfico de la zona de estudio, en base al análisis de antecedentes, modificado de Ramonell, 2005.

³ Máximo informado en el entorno regional.

⁴ El espesor máximo probable de la Fm. Paraná al norte de la zona de interés sería de 280 m, como surge de interpretar la descripción de la perforación profunda de Laguna Paiva, contenida en el estudio de Stappenbeck (1926). En CAAAS (1973) se le atribuyeron entre 80 y 110 m de espesor en sendas perforaciones ejecutadas en el sitio, según consta en el anexo 7.1 del tomo 2 del estudio.

3.1.2.2. Rasgos estructurales y neotectónica

Los estudios vinculados a esta temática en el territorio donde se halla el río Paraná Medio han sido de gran controversia, sobre todo por la falta de evidencias directas (Filí 2001; Marengo 2008a).

Los trabajos pioneros sobre este tópico, e.g. Pasotti (1968, 1972, 1974) e Iriondo (1979, 1987, 1989), exponen varios lineamientos estructurales, refiriéndose a ellos como fallas, con sentido aproximado N-S y subordinadamente NE-SO o NO-SE; en base a diferentes análisis indirectos, como ser: la topografía, la geomorfología y las redes de drenaje. De esta manera, se propusieron varias fallas vinculadas al sistema fluvial Paraná, entre las cuales, “la falla del Paraná” ha dado lugar a varias opiniones encontradas.

En tal sentido, Iriondo (1987, 1989) manifiesta: “Durante largo tiempo se ha discutido acerca de ‘la falla del Paraná’, de ubicación y características inciertas, ya que los datos de campo son algo confusos y hasta contradictorios. Lo que sucede en realidad es que este río fluye a lo largo de por lo menos cuatro fracturas mayores y atraviesa también elementos menores. La primera de ellas se extiende desde Corrientes hasta cerca de Goya. Desde Goya-Reconquista hasta La Paz se desarrolla la segunda; desde allí corre a lo largo de la fractura Ituzaingó-La Paz hasta El Cerro, algo al norte de la ciudad de Paraná con dirección noreste-suroeste. Desde allí hacia el sur la llanura aluvial toma un rumbo perpendicular al anterior hasta llegar al delta y al río de la Plata. Las fracturas anteriormente mencionadas limitan generalmente a bloques basculados, que sufrieron elevación en un extremo y hundimiento en el extremo opuesto. Ello indica que la región está sometida a esfuerzos generalizados de compresión”.

Sin embargo, según Padula (1972): “La morfología del techo de los Basaltos de Serra Geral...no señala un relieve vinculado a un esquema estructural, sólo parece representar y ajustarse a la forma de la cubeta que fue receptora de cada derrame. Los estudios con sismografía de reflexión realizados en la provincia de Entre Ríos y de refracción en Entre Ríos, Corrientes y Santa Fe, no han evidenciado fallas que afectaran a estas rocas, pues no hemos comprobado fallas que señalen los cursos de los ríos Paraná, Guaquay y Guaquaychú”.

En contraste con el párrafo anterior, Marengo (2008b), considerando aspectos estratigráficos y geomorfológicos, interpreta a un sistema de fallas como elemento principal que controlan el sentido general N-S del Paraná y la elevación relativa de la

Mesopotamia, y estructuras de menor expresión topográfica, como fallas directas de sentido N-S u oblicuas y fallas de desplazamiento de rumbo, con dirección E-O.

Otras evidencias de estructuras y neotectónica en este sistema fluvial, lo aportan Brunetto *et al* 2014. Ellos, además de identificar y mapear el Sistema de fallas del Paraná (*fig. 3.3b*), reconocen asociado a este sistema y a un conjunto de fallas de orientación NO-SE y NNO-SSE una unidad morfoestructural neógeno-cuaternaria denominada Bloque de Crespo. Lo delimitan en el SO de Entre Ríos, con rasgos de origen tectónico y un comportamiento estructural exclusivos en el ambiente intracratónico de la Mesopotamia. A su vez, estos autores caracterizan a las fallas de orientación NO-SE, que atraviesan el sur de Entre Ríos, limítrofe con la planicie del río Paraná, por un estilo de reactivación de fallas probablemente cretácicas, con una cinemática actual de transpresión.

Además, Brunetto *et al.* 2013 proponen a partir de evidencias estratigráficas la existencia de deformación tectónica vinculada al Sistema fluvial del Paraná. Ellos realizan una nueva interpretación de la Fm. Itzaingó (denominación dada por De Alba, 1953) en Entre Ríos, y utilizan la deformación tectónica como argumento del diacronismo de los niveles aflorantes de esta formación en Entre Ríos y Corrientes. Precisamente, estos autores manifiestan: “La ocurrencia de unidades más antiguas en dirección aguas abajo podría tener correspondencia con la dinámica geomorfológica del actual río Paraná...Pero además no debe descartarse razones tectónicas y estructurales que expliquen por qué en un sector de la cuenca Chaco-Paranaense (en Corrientes) predominaría la subsidencia, la cual habría permitido la acumulación y preservación de potentes espesores de la Fm. Itzaingó; mientras que una tendencia al levantamiento en la región oeste de Entre Ríos podría ser responsable del afloramiento de unidades neógenas (Fm. Paraná y columna inferior de la Fm. Itzaingó) y del desarrollo de hiatos erosivos en la sucesión de depósitos posteriores (Brunetto, 2012)”.

Por otro lado, actualmente, se está utilizando la geodesia satelital como una herramienta de precisión para medir los movimientos de la litósfera en áreas de intraplaca continental y verificar actividad neotectónica. Justamente, Sobrero y Brunetto 2015 registraron un acortamiento de aproximadamente 2 mm/año localizado en el centro de la región del cratón del Río de La Plata. Ellos expresan que la deformación reciente podría estar distribuida, principalmente, en los dos sistemas mayores de fallas de la región: Tostado Selva y del Paraná.

Como síntesis, si bien actualmente, existen nuevas tecnologías que pueden aportar evidencias para vincular ciertos atributos del paisaje con el accionar de procesos endógenos, todavía sigue siendo una temática muy poco desarrollada en el Sistema fluvial del Paraná. Pero, indiscutiblemente, tal como expresa Iriondo (1987), debe haber una influencia de los movimientos contemporáneos de la corteza, aún siendo pequeños, sobre la dinámica de superficie en una región de tan bajo gradiente.

3.1.2.3. Geomorfología de la planicie aluvial del río Paraná Medio

Desde los trabajos más tempranos (Iriondo, 1972), la planicie aluvial es caracterizada por estar compuesta por un mosaico de unidades geomorfológicas originadas mediante diversos mecanismos en distintos tiempos del Cuaternario Superior. Por esa razón, la planicie posee un relieve complejo, con superficies coalescentes a diferentes niveles, discontinuidades en las pendientes longitudinales y transversales de la planicie, resaltos en contrapendientes, etc., que condicionan la morfodinámica actual del río (Ramonell *et al.*, 2000, 2011). A su vez, esas particularidades del relieve provocan un efecto de embalse durante las inundaciones (Marchetti *et al.*, 2013), y sus comienzos no son homogéneas en la planicie (Ramonell *et al.*, 2000).

Precisamente, las unidades geomorfológicas difieren entre sí por poseer distintas asociaciones de geoformas. En tal sentido, a continuación se da una síntesis de sus características más significativas, que surgen de los estudios realizados por diversos autores (Iriondo, 1972, 2007; Paira y Drago, 2007; Ramonell *et al.*, 2000, 2011; Ramonell y Amsler, 2005; FICH, 2012; Ramonell *et al.*, 2012; Marchetti *et al.*, 2013; Alberdi y Ramonell, 2013), haciendo énfasis en los últimos cuatro trabajos. A su vez, se adoptaron los nombres de las unidades geomorfológicas señaladas en los trabajos de Alberdi y Ramonell (2013) y FICH (2014).

❖ **Espiras de meandro y albardones de intracauce**

Las geoformas predominantes de esta unidad son las espiras de meandro, los meandros abandonados, los tramos de cauce aislados por fenómenos de avulsión, los cauces y paleocauces meandriformes, y los albardones de intracauce asociados a estas distintas geoformas. Los bajíos vinculados a los elementos anteriores están mayormente ocupados por lagunas y pantanos (transitorios y permanentes), que poseen escasa conectividad con los cauces que drenan la unidad. Dado que las geoformas se distribuyen con muy variada orientación con respecto a la dirección

general del escurrimiento, esta unidad parece presentar una de las mayores rugosidades en el terreno.

La mayor parte de las espiras y tramos de cauce abandonados tienen dimensiones análogas a los meandros de los brazos activos, que son brazos secundarios del río Paraná (e.g. Colastiné, San Jerónimo, Correntoso). Corresponden a los elementos morfodinámicos más importantes, que en el caso del río Colastiné tienen tasas de migración lateral cercanas a la decena de metros por año.

❖ **Espiras de meandro y albardones de intracauce con drenaje anastomosado**

Es una unidad geomorfológica semejante a la anterior y a la planicie multilacunar, con espiras de meandro como geoformas sobresalientes, pero con una pendiente menor, mayor frecuencia de lagunas y pantanos en los bajíos entre espiras y menores desniveles locales entre formas sucesivas.

Existen dos generaciones de espiras de meandro: una de dimensiones kilométricas, similares a las que se encuentran en la unidad *espiras de meandro y albardones de intracauce*; y otra mucho menor, formada por brazos meandriiformes actuales (e.g. San Javier y otros brazos secundarios que nacen y desembocan en este). A su vez, estos cauces actuales pueden ser morfológicamente irregulares, por antonomasia en esta unidad, los cuales mutan de rectos a sinuosos; anastomosados; o meandriiformes de baja y alta sinuosidad (e.g. Paraná Mini).

Por otra parte, la falta de una conexión tan directa de estos brazos secundarios con el cauce principal resulta en una baja alimentación de sedimentos en la unidad.

❖ **Planicie multilacunar con drenaje anastomosado**

Geomorfológicamente se caracteriza por una densa red anastomosada de canales menores de alta sinuosidad, estrechos, con albardones laterales que limitan depresiones poco profundas ocupadas por cuerpos lénticos de geometría irregular y contornos festoneados, existiendo también numerosas lagunas equidimensionales en planta.

La dinámica geomorfológica actual de la unidad se produce por el desarrollo de surcos de desborde sobre los albardones, que penetran en las lagunas adyacentes como derrames deltaicos, subdividiéndolas. Parte de estos deltas han tenido gran actividad en las últimas décadas, con tasas de expansión de hasta cientos de metros por año, disparadas por las grandes crecientes post 1980.

❖ **Planicie multilagunar**

Posee las mismas características geomorfológicas que la anterior, pero carece de la red de riachos y pequeños cursos interconectados que forman un drenaje anastomosado.

❖ **Grandes lagunas**

Esta unidad se corresponde con los vastos espacios libres de sedimentos representados por lagunas muy grandes ubicadas sobre antiguas fajas aluviales formadas por el cauce principal (o de una de jerarquía similar) del sistema fluvial, que fueron abandonados por procesos de avulsión en diferentes tiempos.

❖ **Derrames deltaicos:** e.g. Leyes y Coronda

Se caracterizan por tener una morfología principalmente digitada, y se desarrollan en las lagunas de las partes más bajas de la planicie y en brazos abandonados del cauce principal, con origen en este o en los brazos secundarios. Parte de estos deltas han tenido gran actividad en las últimas décadas, con una tasa de expansión de hasta varios cientos de metros por año, disparada por las grandes crecientes post 1980.

❖ **Albardones y derrames del cauce principal**

Corresponden a zonas que se formaron por deposición de sedimentos directamente desde el cauce principal.

❖ **Islas y espiras de meandro disipadas**

Esta unidad fue descrita en la zona Bella Vista (FICH, 2012), ocupando una gran extensión. Se caracteriza por desniveles locales decimétricos, con las partes más bajas ocupadas por lagunas, pantanos y pocos arroyos menores en donde los relieves relativos son mayores.

Su superficie está repleta de paleoformas fluviales, en especial de canales meandriformes y bancos semilunares, moderadamente disipados.

Las dimensiones de los paleomeandros son análogas a las que tienen los brazos secundarios del cauce principal, como los riachos Correntoso y San Jerónimo.

Los cuerpos lénticos ocupan los bajíos de los paleomeandros y entre viejos bancos, siendo característicos los de forma alargada en planta. Algunas lagunas largas de los paleocauces están integradas en la red de avenamiento actual, formando parte de segmentos de arroyos.

Esta unidad geomorfológica experimenta en la actualidad un modelado por inundación, principalmente.

❖ Islas del cauce principal

Incluye las islas centrales del cauce principal y sectores adyacentes de la planicie, donde se identifican asociaciones de geoformas similares a las que se encuentran en ellas. En general posee las mayores alturas de terreno de la planicie de inundación.

El principal formador y modelador de esta unidad es el cauce principal del sistema, que, con una dinámica mixta de cauce múltiple y meandriforme, ha barrido en el último siglo una superficie que es igual a dos veces su ancho efectivo (i.e., un total de unos 4 km, sin considerar los anchos ocupados por las islas), con tasas de erosión y sedimentación de decenas de m/año o incluso algo superiores. En el anexo B se muestran las posiciones extremas alcanzadas por el cauce principal y brazos de menor jerarquía entre 1913 y 2009, actualizadas y extendidas para todo el tramo medio, (Ramonell *et al.* 2000).

Los desniveles locales de las geoformas emergidas en condición de aguas medias alcanzan los 2 m, tanto por sus densidades en área como por sus orientaciones en relación a la del cauce principal, imponen condiciones de rugosidad intermedia al flujo de inundación, en relación a las del resto de las unidades de la zona.

Esta unidad se corresponde con la “llanura de bancos”, descrita y mapeada por primera vez por Iriondo (1972), quien la define como geomorfologías originadas por adosamientos de bancos de cauce, los cuales son bajos y de forma elíptica, frecuentemente inundados y disectados por brazos del río. En su publicación de 2007, se refiere a la misma como compuesta por las islas del cauce principal y áreas adyacentes a las mismas. A su vez, señala que las islas en la zona de Bella Vista tienen longitudes que superan los 5-6 km y anchos de 2 a 3 km, que se hacen mayores hacia el sur (más de 35 km de longitud y 7 km de ancho). Sugiere que esta diferencia en el tamaño de las islas está relacionada a una tendencia de hundimiento neotectónico en el sur. Otra característica observada por este autor es que las islas están disectadas por canales menores activos, la mayoría de ellos con intensa migración lateral, resultando en cinturones irregulares de pequeños meandros.

Por otro lado, un trabajo más detallado sobre la denominada “llanura de bancos” es el de Iriondo y Drago (1972), en el que se refieren a ella como integrada por bancos arenosos, apenas emergentes, fijados por vegetación, donde su adosamiento progresivo origina lagunas de gran superficie, muy digitadas. También indican que existen cauces temporarios, escasos, divagantes y formados por corrientes secundarias que nacen en el cauce principal y desembocan en el mismo, pero aguas abajo, los cuales pueden originar cuerpos de tipo léntico por procesos de

taponamiento. Otros elementos que individualizan en esta unidad son los bañados y pantanos, originados en las depresiones naturales (irregular adosamiento de los bancos, fase final de una laguna, etc.).

Debido a que esta unidad está conformada por un mosaico de geoformas que integran las islas (albardones, cauces colmatados, derrames, lagunas, etc.), la designación de “islas del cauce principal” es la que se usará en esta tesis por ser más representativa.

3.1.2.4. Sedimentología general de la planicie aluvial

En relación a las características más generales sobre la sedimentología de la planicie aluvial, Ramonell (2013) manifiesta:

“La planicie actual se está estructurando desde el Pleistoceno Superior con un relleno sedimentario predominantemente arenoso de pocas decenas de metros de espesor, que apoya en discordancia sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Paraná. Arenas gruesas con lentes de arena gravosa (en parte con abundantes fósiles de edad mamífero Lujanense) predominan en el registro fluvial del subsuelo, a unos 10 a 15 m debajo de la superficie.

Arenas medias a finas cubren los estratos de arena gruesa de manera discordante, según surge de revisar cientos de registros de perforaciones de geotecnia vinculados a obras y proyectos de ingeniería diversos... Los sedimentos finos antiguos poseen concreciones calcáreas y de yeso pequeña, y aparecen en cuerpos lenticulares correspondientes a ambientes lacustres y palustres de la planicie de inundación.”

Otros datos del subsuelo serán presentados en el capítulo 5, en el que se analizan diversos registros de perforaciones realizadas en las islas del río Paraná Medio mayormente con información de geotecnia.

3.1.3 Clima

El clima es de tipo subtropical húmedo con temperatura media anual del orden de los 19° C, correspondiendo al verano las temperaturas medias más altas, entre los 25° C y los 27,5° C, y en invierno las temperaturas medias más bajas, en el orden de los 10° C.

La precipitación media anual se distribuye de manera desigual sobre la cuenca. Hay un máximo absoluto de más de 2.250 milímetros anuales sobre la cuenca del río

Iguazú, y un mínimo absoluto de 500 milímetros anuales en las altas cuencas del río Bermejo. Por otra parte, las isohietas anuales en el área ubicada aguas abajo de la confluencia con el río Paraguay, se encuentran comprendidas entre 700 y 1.200 milímetros anuales.

En el tramo medio, las precipitaciones pluviales más abundantes (73%) se registran principalmente entre octubre y abril (Rojas y Saluso, 1987).

3.1.4. Régimen hidrológico

El río Paraná ingresa en Corrientes (*fig. 3.2*) con un módulo de $17.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, resultante de la suma de los caudales propios del Alto Paraná ($12.400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en Posadas) y del Paraguay ($3.800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en Puerto Bermejo). El valor medio máximo se da en febrero-marzo ($21.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y los mínimos en agosto-septiembre ($13.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Giacosa *et al.*, 2000).

En su recorrido sus afluentes laterales incorporan unos $1.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, incrementando sólo un 5% de su caudal (Giacosa *et al.*, 2000).

El régimen hidrológico del río Paraná se caracteriza por pulsos hidrosedimentológicos de crecientes y bajantes (Neiff, 1990) que ocurren en forma ordinaria con una periodicidad aproximada de tres años. Los eventos extraordinarios pueden serlos tanto por la magnitud como por la duración de los niveles extremos; en el primer caso, los niveles de agua llegan a desplazarse hasta cerca de 2 m respecto de las situaciones ordinarias. No hay un consenso para definir la duración a partir de la cual un evento hídrico extremo debería ser considerado extraordinario en este sistema, pero una crecida con desbordes del cauce por más de un año parecería un criterio adecuado (Marchetti *et al.*, 2013).

A pesar de su gran longitud y área, su régimen hidrológico está controlado por las precipitaciones que se producen en las cuencas de aporte del Alto Paraná, del río Iguazú y del río Paraguay. Asimismo, las crecidas en las cuencas del Alto Paraná aguas arriba de Guairá son las principales causantes de los caudales máximos en los meses de febrero y marzo, mientras que segundos picos se pueden presentar en los meses de mayo, junio y julio, debido al desfase del río Paraguay por efecto del Pantanal y a las crecidas violentas y cortas del río Iguazú (Paoli y Cacik, 2000).

En general, los desbordes del cauce principal se producen cuando el caudal supera los $20.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Ceirano *et al.*, 2000); sin embargo, hay que recordar que, debido a la configuración de la planicie aluvial en diferentes unidades geomorfológicas que a su

vez se encuentran a distintas alturas, una misma crecida puede variar de acuerdo al sector que se analiza (Ramonell y Cristina, 2014).

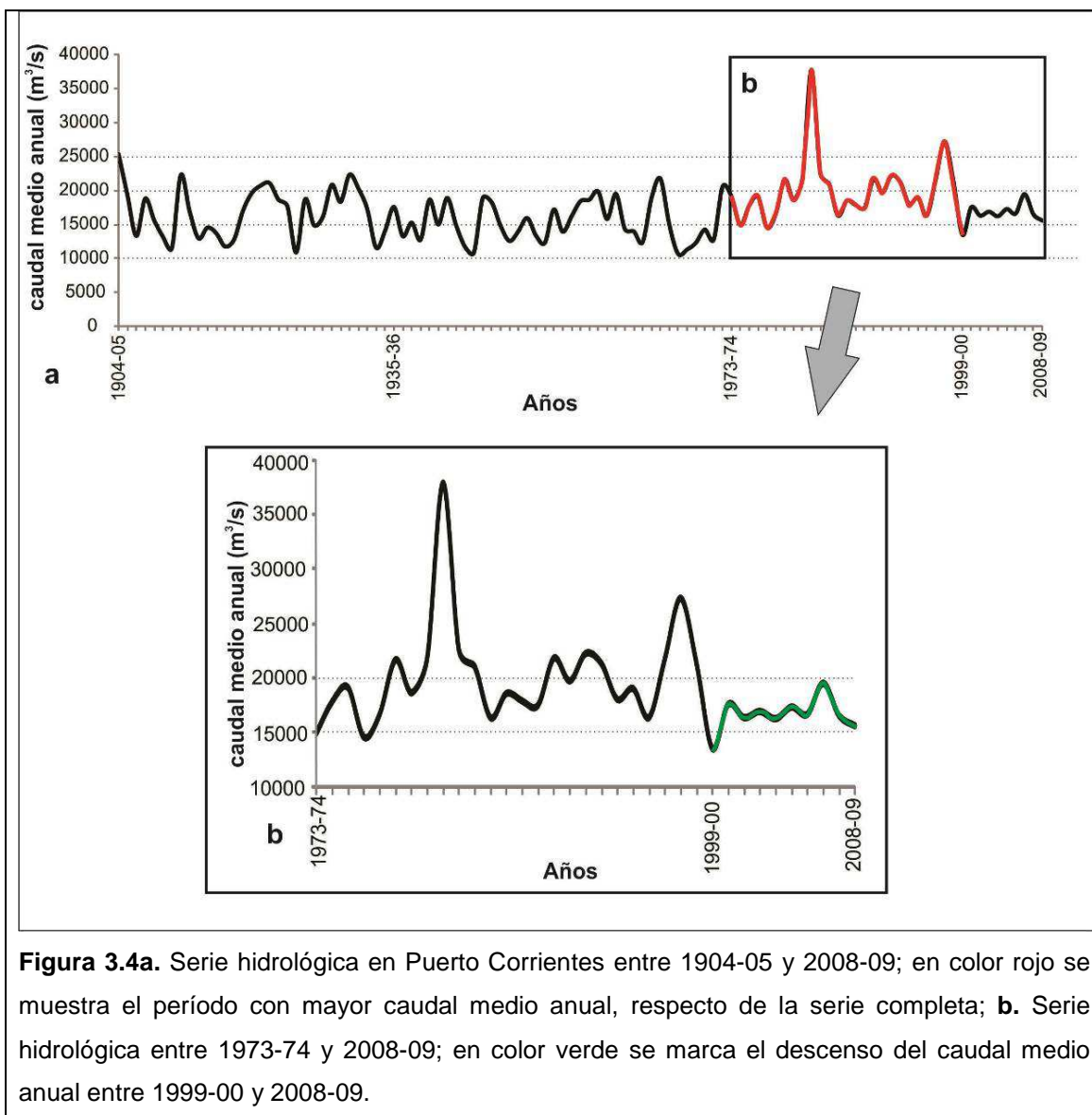
Por otro lado, las crecidas importantes son aquellas que superan los $30.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, lo cual representa la media de la serie (1904-05 a 1997-98) de caudales máximos anuales en la estación de Corrientes (Paoli y Cacik, 2000). Estos autores definieron tres períodos distintos en cuanto a la cantidad y magnitud de crecidas entre los años 1904-05 y 1997-98:

- ❖ Período 1904-05 a 1935-36: de alta actividad hidrológica, durante el cual el 41% de las crecidas superaron los $30.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.
- ❖ Período 1936-37 a 1972-73: de baja actividad hidrológica; sólo el 22% de las crecidas superaron los $30.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.
- ❖ Período 1973-74 a 1997-98: de alta actividad hidrológica; el 68% de las crecidas superaron los $30.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A su vez, existieron dos picos superiores a los $30.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en el mes de septiembre, en el que nunca se habrían presentado máximos anuales o segundos picos.

En relación a las características del hidrograma de las crecidas, existen dos tipos en este río: aquellas de subida relativamente rápida, empuntadas, con un pico importante y de corta duración; y aquellas de mayor volumen y duración, con subidas más lentas, con uno o más picos importantes que se presentan sucesivamente (Paoli y Cacik, 2000).

Caudal medio anual

El período comprendido entre 1973-74 y 1998-99 presenta una mayor frecuencia de caudales medios anuales mayores a la media registrada para la serie 1904-1999 (Paoli y Cacik, 2000). La figura 3.4 muestra la serie hidrológica desde 1904-05 hasta 2008-09, donde se advierte lo mencionado anteriormente, además del descenso del caudal medio anual que existe entre 1999-00 y 2008-09 con respecto a los años previos (durante el período 1973-74 a 1998-99, el caudal medio anual es de $20.120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que para 1999-00 a 2008-09 es de $16.543 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).



3.1.5. Vegetación

Las islas del río Paraná se encuentran cubiertas por diferentes fisonomías de vegetación, las cuales se distribuyen en parches heterogéneos en respuesta a la variedad de condiciones ambientales que presentan (Marchetti *et al.*, 2013).

❖ **Bosques de sauce**

Las comunidades muy jóvenes (pioneras) o maduras están dominadas por el sauce (*Salix humboldtiana*) en su estrato arbóreo. Las comunidades jóvenes se encuentran distribuidas sobre bancos e islas recientemente formadas, con alta frecuencia de inundación. Los bosques maduros se distribuyen sobre islas de mayor desarrollo y sobre albardones, donde la frecuencia de inundación es menor. Estructuralmente, presentan entre dos y tres capas de vegetación, dependiendo de la edad de los

bosques. En el estrato arbóreo, además del sauce, aliso (*Tessaria integrifolia*), sangre de drago (*Croton urucurana*) y timbó (*Albizia inundata*) aparecen sólo como especies acompañantes. En el estrato arbustivo y herbáceo, matico (*Hyptis mutabilis*), hierba carnícera (*Conyza albida*) y guaco (*Mikania cordifolia*) son las especies de mayor frecuencia.

❖ **Bosques de timbó y laurel**

Comunidad que, a diferencia de los bosques anteriores, presenta mayor complejidad estructural y se encuentra caracterizada por un estrato arbóreo pluriespecífico donde especies tales como timbó, sangre de drago y laurel (*Nectandra angustifolia*) forman el dosel del bosque. De igual manera, el ingá (*Inga verna*) constituye una especie común y distintiva en estos bosques. Presentan generalmente dos estratos arbóreos; uno superior, dominado por timbó, ingá y laurel, y otro inferior formado por sangre de drago y ejemplares jóvenes de las especies del primer estrato. En el estrato arbustivo, flor de yuá (*Solanum reflexum*), matico, *Teucrium vesicarium*, zarzaparrilla (*Smilax campestris*) y ortiga grande (*Urtica aurantiaca*) aparecen entre las especies más frecuentes. El estrato herbáceo puede estar representado por un tapiz cespitoso de especies de escasos cm de altura en especies tales como *Panicum sabulorum*, *Alternanthera kurtzii*, *Modiolastrum malvifolium* y yerba de sapo (*Jaborosa integrifolia*), así como también por especies de mayor porte, tales como *Melanthera latifolia*, *Iresine difusa*, paico (*Chenopodium ambrosioides*) y flor de Santa Lucía (*Commelina difusa*).

❖ **Vegetación herbácea-arbustiva palustre**

Unidad de vegetación formada principalmente por especies herbáceas y arbustivas tolerantes a diferentes grados y frecuencias de anegabilidad. En función del nivel de agua, puede corresponderse con áreas anegadas, colonizadas por vegetación acuática arraigada o flotante, o con áreas de tierra firme donde la vegetación de porte arbustivo avanza sobre superficies usualmente anegadas. Con diferentes niveles y tiempos de permanencia de agua la vegetación palustre herbácea puede estar representada por canutillares (comunidad dominada por *Panicum elephantipes*), verdolagales (*Ludwigia peploides*) o cataizales (*Polygonum punctatum*). Cuando el nivel de agua desciende, especies de porte arbustivo tales como varilla (*Solanum glaucophyllum*), café de la isla (*Sesbania virgata*), carpinchera (*Mimosa pigra*) y chilca (*Baccharis salicifolia*) avanzan sobre los límites que, en aguas altas, corresponden a los cuerpos de agua.

❖ **Vegetación acuática**

Dependiendo de las características de los diferentes cuerpos de agua (forma, profundidad, velocidad de corriente, etc.), de su conectividad con los cursos de agua y de la fenología de las especies, entre otros factores, se identifican diferentes ensambles de vegetación acuática. En ambientes lénticos y en profundidades inferiores a los 0,50 m, verdolaga, cola de zorro (*Myriophyllum aquaticum*), redondita de agua (*Hydrocotyle bonariensis*), catay y enydra (*Enydra anagallis*) aparecen entre las especies más frecuentes. A mayores profundidades, especies flotantes tales como canutillo (*Panicum elephantipes*), camalotes (*Eichhornia crassipes*, *E. azurea*), irupé (*Victoria cruziana*), camalotillo (*Nymphoides indica*), cucharita de agua (*Limnobium laevigatum*) y helecho de agua (*Azolla filiculoides*) son las más frecuentes. En ambientes lóticos dominan especies acuáticas arraigadas y de tallos flotantes, tales como catay (*Polygonum ferrugineum*) y canutillo (*Paspalum repens*), principalmente.

3.2. Características del cauce principal

3.2.1. Caracterización sedimentológica y mineralógica

3.2.1.1. Arenas del fondo

Una de las propiedades mejor conocidas del río Paraná es la naturaleza sedimentológica del material que compone su lecho, ya que ha sido analizado a partir de cientos de muestras colectadas desde fines de los años 50 hasta el presente en numerosos lugares de su tramo medio, como consta en los trabajos de LH (1974), Bertoldi de Pomar (1984), HYTSA (1987), FICH (1993, 1997a,b) y Drago y Amsler (1998), entre otros (Ramonell *et al.*, 2000).

Prácticamente la totalidad de las arenas transportadas en suspensión y por arrastre de fondo son granos esféricos o subesféricos de cuarzo, bien redondeados, cuyos tamaños modales en el tramo se ubican sobre todo en la clase de arenas medias, las que forman entre el 40% y el 85% (en peso) de las muestras colectadas desde mediados del siglo XX. En la gran mayoría de los casos, además, el diámetro medio del material del lecho apenas varía de 0,250 mm a 0,380 mm, con grados de selección (s_d) de 1,3 o menores (i.e., arenas bien a muy bien seleccionadas) (Ramonell *et al.*, 2000).

Si bien el cuarzo es el mineral predominante, entre 95 y 97% (Ramonell y Montagnini, 1999), Passeggi (2000) ha identificado y descripto detalladamente otros

minerales, tanto livianos como pesados, que pueden acompañar al cuarzo. Entre los minerales livianos destaca a la calcedonia, con una frecuencia relativa promedio de alrededor del 3%, y a los feldespatos, aunque presentes en muy bajos porcentajes. Otras especies como vitroclastos y sílice opalina también pueden aparecer ocasionalmente. En cuanto a los minerales pesados, el autor de referencia menciona que tienen una mayor presencia en las fracciones más finas, aunque en la composición general su participación es escasa (sus porcentajes en peso variaron entre 0,17% y 1,51%). Los minerales opacos (hematita, limonita, pirita y magnetita) representan aproximadamente el 60% del total de los minerales pesados. La otra fracción está compuesta por minerales micáceos (muscovita y biotita) y minerales transparentes no micáceos, conformando la mayoría de estos últimos (90%) cianita, turmalina, estaurolita y granate. El 10% restante de los minerales transparentes no micáceos corresponden a anfíboles, piroxenos y circón.

En relación a la procedencia, Passegi (2000) manifiesta que la abundancia absoluta del cuarzo, sumada a las características que presentan los minerales (como la redondez de especies minoritarias), la ausencia de fragmentos líticos, el cuarzo con sobrecrecimiento y desgastado y la aparición de la calcedonia, concuerdan con las arenas que conforman las areniscas de la Formación Botucatú (Sanford y Lange 1960), sustrato de la cuenca superior del río Paraná.

3.2.1.2. Carga de lavado

La carga de lavado desde su fuente principal, las nacientes del Bermejo, hasta el estuario del Plata es transportada casi permanentemente en suspensión en los cauces principales del sistema, cualquiera sea el estado de los ríos, como sucede normalmente en corrientes aluviales (Einstein, 1950). Drago y Amsler (1988) y Alarcón *et al.* (2003) demostraron que las elevadas concentraciones del Bermejo se mantienen sin mayores variaciones hasta su desembocadura en el Paraguay. Desde ese punto en adelante, esos autores cuantificaron, en base a datos de concentraciones de diversas fuentes, el hecho conocido de la influencia del Bermejo en la carga sólida total del Paraná Medio para el período de máximos aportes. Establecieron así que el río Bermejo es responsable del 60-65% de la carga sólida del Paraná aguas abajo de la confluencia con el Paraguay. Comprueban asimismo que, debido a diferencias entre los regímenes del Bermejo y del Alto Paraná, las máximas concentraciones del primero pueden llegar desfasadas con respecto a los caudales picos del segundo. Es decir, los sedimentos finos y el agua provienen de diferentes cuencas y, como

consecuencia de ello, las concentraciones de carga de lavado en el tramo medio del río Paraná son muy variables, espacial y temporalmente, sin guardar relación con la descarga líquida (Amsler y Prendes, 2000).

En base a muestras de material de fondo obtenidas a lo largo del Paraná Medio (Bertoldi de Pomar, 1980) durante cinco años (entre 1976 y 1981) en una sección próxima al Túnel Subfluvial (Bertoldi de Pomar, 1984), se concluyó que el diámetro de 31,2 μm sería el límite entre la carga de lavado y las fracciones más gruesas en suspensión. Este tamaño es muy similar al establecido por Lelievre y Navntoft (1980), de 37 μm , en mediciones frente a la ciudad de Corrientes. De todos modos, si se tiene en cuenta que la presencia de limos en el lecho del cauce principal es prácticamente despreciable (las muestras de Bertoldi de Pomar, a lo largo del Paraná Medio, revelaron que los tamaños entre 62 μm y 31,2 μm no superan el 2,5% en promedio y el 0,6% los inferiores a 31,2 μm), puede considerarse, como habitualmente se ha hecho (Amsler y Prendes, 2000), que arcillas y limos en su totalidad representan la carga de lavado en todo el tramo medio del Paraná.

La carga de sedimentos proveniente del río Bermejo ingresa sobre la margen derecha del Paraná luego de la confluencia entre éste y el río Paraguay (afluente intermediario que comunica ambos cauces), originando concentraciones más de 20 veces superiores con respecto a las de la margen izquierda, de un agua relativamente clara suministrada desde el Alto Paraná. Prendes *et al.* (1996) informaron sobre concentraciones de 1.100 mg/l sobre la margen derecha y menos de 50 mg/l en la izquierda. Esta diferencia llega a hacerse clara hasta las proximidades de la ciudad de Goya, más de 200 km aguas abajo. Es decir que se necesitan varios días para que la mezcla se uniformice en toda la sección del cauce principal.

Con respecto a la composición mineralógica, hay varios antecedentes que coinciden en apuntar que la illita es el mineral dominante entre las arcillas, con un porcentaje de aparición del 34% al 60%, seguida por montomorillonita, caolinita y clorita, en ese orden (Depetris & Griffin, 1968; Bertoldi de Pomar, 1984; Bonetto y Orfeo, 1984; Konta, 1988; Mangini *et al.*, 2003).

El primero de los autores citados en el párrafo anterior fue uno de los precursores en expresar la influencia del río Bermejo en la provisión de illita al río Paraná, así como de la mayor parte de la carga de lavado, valorada en el 56% de lo que el río transporta anualmente bajo esa modalidad (90.10^6 tn/año para la serie 1976-1981), de acuerdo a los datos presentados por Drago y Amsler (1998).

Como lo señalan Amsler y Prendes (2000), aquel porcentaje de sedimentos finos

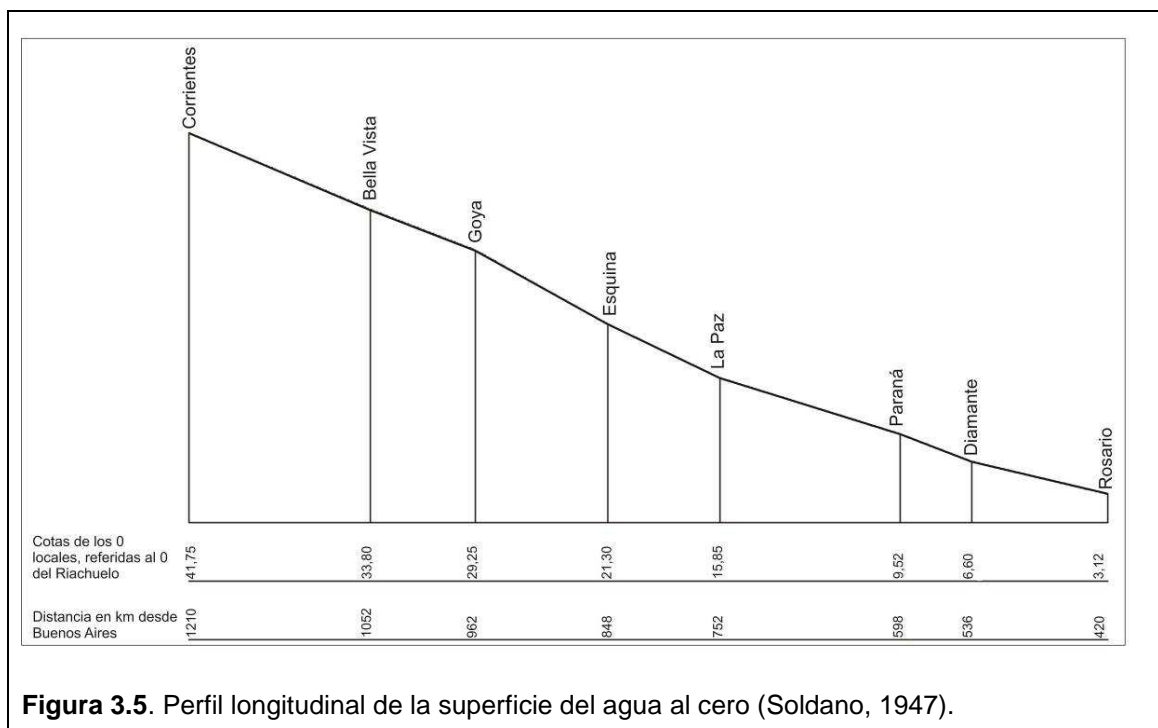
que suministra el Bermejo ha ido aumentando debido a la cantidad de represas construidas en el Alto Paraná, en Brasil, que retienen parte de los sedimentos, y por el incremento de las precipitaciones en la cuenca del río andino.

Así, una nueva cuantificación de la carga de lavado realizada por Alarcón *et al.* (2003), considerando el período 1991-1998, resultó en que, de las 120.10^6 tn/año que se transportaron aguas abajo de la confluencia de los ríos Paraná y Paraguay, el 92% fue aportado por el río Bermejo.

3.2.2. Geomorfología general

3.2.2.1. Características morfométricas y morfológicas actuales del cauce principal

La vista en planta del río Paraná Medio puede describirse como una sucesión de tramos ensanchados separados por otros más estrechos y cortos que también son más profundos. Los anchos efectivos medios del cauce y las profundidades son de 2.150 m y de 5 a 8 m, respectivamente, para el caso de los ensanchamientos, y de 1.000 m y más de 12 m, respectivamente, para los estrechamientos. Las longitudes promedio para cada tipo de tramo alcanzan los 11.000 o 1.800 m, según se trate de tramos anchos o estrechos, respectivamente. Estos datos son representativos del cauce en los años 90 para situaciones de aguas medias, ya que otros registros del siglo XX proporcionan magnitudes distintas (Ramonell *et al.*, 2000). El gradiente hidráulico medio es del orden de centímetros por kilómetro (10^{-5}) (*fig. 3.5*) y se mantiene desde la confluencia del Paraguay hasta el Delta (Drago y Amsler, 1998).



Los elementos geomorfológicos característicos de los sectores anchos son las islas y los bancos de arena, estos últimos libres de vegetación y, en su gran mayoría, sumergidos para los niveles de aguas medias en el tramo (Ramonell *et al.*, 2000).

En lo que respecta al patrón de cauce del río Paraná, este ha sido clasificado en varios tipos; por ejemplo, en la literatura tradicional como un patrón de cauce anastomosado (Drago, 1977) o entrelazado (Iriondo, 1988; Drago, 1990). Por su parte, Toniolo (1999) y Ramonell *et al.* (2000) lo definen como entrelazado de thalweg meandriforme, señalando que el Paraná posee un thalweg bien definido en cualquiera de sus secciones transversales, donde llega a concentrarse más del 50% del caudal líquido circulante. Tal faja de máximas profundidades está normalmente ubicada a 4-10 m por debajo de las profundidades más frecuentes en los ensanchamientos, y a más de 15 m bajo el mismo nivel en los estrechamientos. Adicionalmente, mencionan otros aspectos distintivos, como la sinuosidad del thalweg, su modo de deriva lateral continua y sus tan abundantes rectificaciones o cortes de onda, que amerita diferenciarlo de los entrelazados típicos. A su vez, en la literatura específica que analiza los ríos más grandes del mundo, el río Paraná fue definido como un patrón de cauces ramificados (*anabranching*), característica que comparte con los otros ocho “mega ríos” (Latrubesse, 2008).

En referencia a los antecedentes vinculados con la evolución morfológica del río Paraná Medio, existen varios estudios, entre los que se destacan los de Cabral (1973), Popolizio *et al.* (1980), Toniolo (1999), Ramonell *et al.* (2000), Amsler *et al.* (2005),

Castro *et al* (2007) y FICH (2008, 2012), por ser los más extensivos tanto en la longitud de los segmentos considerados como de las series de tiempo analizadas, que llegan a cubrir gran parte del siglo XX.

Algunos de esos trabajos vincularon los cambios históricos detectados con variaciones en el caudal efectivo o dominante del río, que a lo largo del siglo XX osciló aproximadamente entre 12.500-15.400 m³/s y 16.400-24.400 m³/s, según las partes del río donde el flujo está concentrado en un cauce único o en uno mayor donde coexisten importantes brazos secundarios, respectivamente (Amsler *et al.*, 2005).

En tal sentido, es bien conocido que los cauces aluviales suelen ser afectados por una mayor cantidad de controles en la dirección del escurrimiento, que pueden condicionar sus dimensiones y cambios morfológicos de manera diferencial, en segmentos sucesivos. Por tal razón, resulta apropiado segmentarlos en subtramos, a fin de indagar sobre el grado de influencia de la suma de controles en la morfodinámica fluvial, o de individualizar, siguiendo fines aplicados, las partes morfológicamente más estables o inestables de un río.

En este sentido, el trabajo realizado por Sobrero *et al.* (2014) diferencia 13 segmentos del cauce principal (*fig. 3.6*), a partir de la definición y el reconocimiento espacial de indicadores de variables de control morfológico fluvial. En ellos se evalúan cuatro parámetros morfológicos para los últimos 160 años: ancho efectivo, profundidad y sinuosidad del thalweg, y parámetro de entrelazamiento; los valores medios de estos parámetros resultaron ser característicos para la mayor parte de los segmentos en subtramos sucesivos para cada momento temporal analizado, y variables a lo largo del período entero.

Los aspectos más relevantes en ese estudio fueron los siguientes:

- ❖ En la longitud completa del tramo medio del cauce principal, y en toda la serie temporal analizada, se identificaron rectificaciones de ondas del thalweg en las formas descritas por Ramonell *et al.* (2002), esto es, subaéreas y subacuáticas.
- ❖ Existe una clara tendencia a la disminución del ancho efectivo medio del cauce principal hacia los tramos de aguas abajo durante todo el período, y al aumento de la profundidad media del thalweg en esa dirección, fundamentalmente desde el subtramo 5, desde donde lo hace en forma casi continua.
- ❖ La sinuosidad del thalweg muestra un patrón casi “ondulatorio” en la dirección del escurrimiento, aunque con cambios en la amplitud o longitud de las “ondas” en algunos registros (o en partes de ellos, e.g. años 1847 y 1969). Este patrón marca la

proclividad a la sinuosidad de ciertos segmentos del cauce, separados por otros más cortos, menos sinuosos.

❖ Con respecto al parámetro de entrelazamiento, advierten que el cauce ha tendido históricamente a ser más simple en los subtramos 4, 8, 9 y 10 en relación al resto de los segmentos, que poseen promedios más altos o cambiantes.

❖ Un solo segmento resultó ser estable planimétricamente en relación a todos los evaluados (subtramo 8, entre La Paz y Hernandarias, Km 757 a 689 de la ruta de navegación fluvial), aunque en él ocurrió la mayor tasa de generación y destrucción (o recambio) de islas en los últimos 100 años. Tales cualidades estarían explicadas por el “encajonamiento” del cauce principal entre materiales geológicos resistentes, que restringen la meandrificación del thalweg del río.

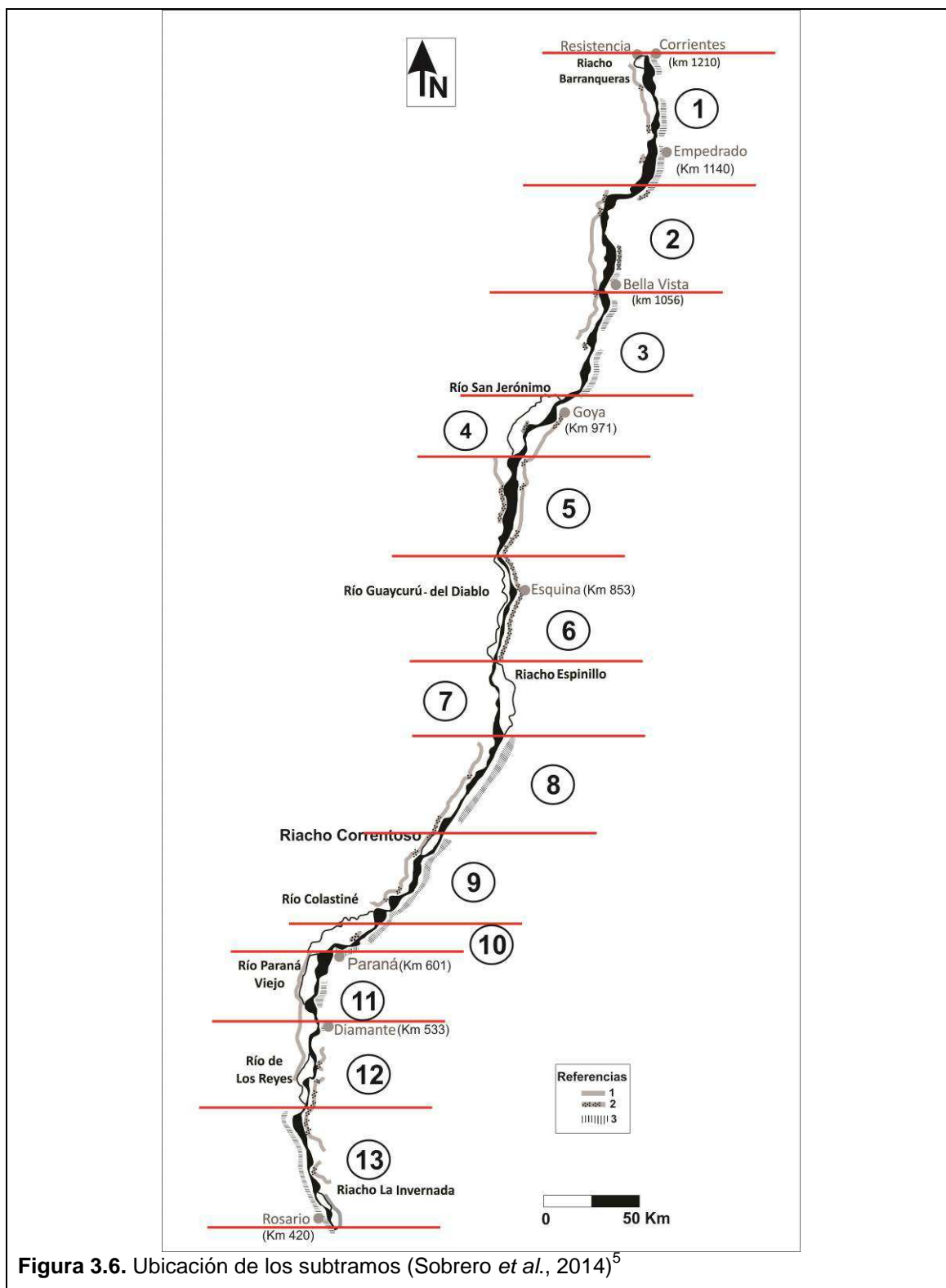


Figura 3.6. Ubicación de los subtramos (Sobrero *et al.*, 2014)⁵

⁵ El límite sur del segmento 9 se movió 2 km hacia aguas abajo para incluir completamente a la isla Chapetón

Capítulo 4

LOS BANCOS DE ARENA DEL RÍO PARANÁ MEDIO

4.1. Introducción y objetivos del capítulo

Los bancos de arena e islas de cauce son componentes fundamentales en una variedad de sistemas fluviales de cauces *anabranching*. Estas geoformas son morfologías deposicionales que conforman un alto topográfico en el lecho del río y cuyo origen, evolución y geometría están relacionados con la dinámica hidrogeomorfológica del patrón de cauce *anabranching* (Latrubesse, 2008).

El término barra o banco fluvial ha sido utilizado para diferentes rasgos muy disímiles entre sí, desde formas de fondo periódicas de migración libre hasta formas deposicionales muy complejas, vegetadas o no, fundamentalmente en sistemas meandriformes y entrelazados.

Las últimas clasificaciones fusionan bajo el término *bar* tanto las islas (vegetadas) como los bancos de arena (sin vegetación), sin diferenciar estas dos geoformas (e.g. Bridge, 1985,1993, 2003; Orfeo, 1996). Si bien estas últimas pueden representar un estadio anterior a las islas, no todas las islas que existen en un río *anabranching* están relacionadas directamente al origen de un banco en el cauce. Pero, sobre todo, los bancos de cauce se identifican por estar formados mayoritariamente por material arenoso transportado y depositado en gran parte como carga de fondo, estar emergidos hasta aguas bajas o a lo sumo medias, presentar un amplio rango de estabilidad espacial y morfológica (entre un año y decenas de años) y carecer de vegetación. Esto último es significativo, ya que uno de los procesos de formación de islas es generado por la acción colonizadora de la vegetación, que estabiliza la geoforma transformándola en isla, incrementando la rugosidad del flujo sobre ella y facilitando la deposición del material arenoso en suspensión y el atrape de limos y arcillas (carga de lavado) por acreción vertical sobre su superficie. Por lo tanto, creemos que es necesario, en el estudio de un río con este patrón tan complejo, tener una clasificación específica de bancos y otra distinta de islas.

La formación y la evolución de los bancos de cauce han sido extensamente estudiadas desde comienzos de la década del 50, sobre todo en canales de experimentación y en ríos menores de tipo entrelazado y meandriforme. Entre los primeros autores que han abordado este tópico se encuentran Leopold y Wolman

(1957), Leopold *et al.* (1964), Ore (1964), Collinson (1970), Smith (1974, 1978), Cant y Walker (1978), Miall (1977), Rust (1972), Bluck (1976, 1979), Hein y Walker (1977), Ashomre (1982, 1991), Bridge (1985, 1993, 2003), Crowley (1983), Hooke (1986), Fujita (1989), Yalin (1992) y Howard (1996); quienes generaron una gran cantidad de clasificaciones de estas geoformas desde diferentes perspectivas, como ser génesis, evolución, morfología, arreglo sedimentológico, etcétera.

Si bien los estudios realizados en los “mega ríos” (Latrubesse, 2008, tabla 1, pág. 131) son cada vez de mayor profusión, existiendo clasificaciones y descripciones específicas de ellos (Gupta, 2007; Latrubesse, 2008; Lewin y Ashworth, 2013; Dunne y Aalto, 2013), los análisis detallados sobre los bancos de arena en su mayoría aún son incipientes. No obstante, entre los “mega ríos” con mayor cantidad de datos sobre estas geoformas se destaca el río Brahmaputra, con los estudios de Coleman (1969), Bristow (1987, 1993), Thorne *et al.* (1993), McLelland *et al.* (1999), Ashworth *et al.* (2000) y Best *et al.* (2007).

Para el caso específico del río Paraná Medio, los estudios realizados estuvieron principalmente centralizados en el transporte de sedimentos y cambios morfológicos del cauce principal (Amsler *et al.*, 1998, 2000, 2005; Ramonell *et al.*, 2000, 2002). Sin embargo, recientemente se realizaron trabajos que analizan la hidrodinámica, la estructura del flujo, la formación de flujos secundarios, los modelos tridimensionales de las formas de fondo y el arreglo sedimentario de los bancos de arena (Parsons *et al.*, 2005; Szupiany *et al.*, 2009, 2012; Nicholas *et al.*, 2012; Reesink *et al.*, 2014). Justamente, como los diferentes tipos de bancos que pueden existir están relacionados a los comportamientos hidrogeomorfológicos, dinámicos y sedimentológicos específicos del río, nuestro objetivo es continuar complementando el conocimiento sobre estos grandes cauces.

En este capítulo, inicialmente se realiza una breve síntesis de los antecedentes de bancos fluviales, tanto a nivel general como particularmente en el río Paraná, específicamente en su tramo medio. Posteriormente, se da una propuesta de clasificación de los bancos de arena, acorde con las propiedades de este gran sistema fluvial, los trabajos preexistentes sobre los bancos de este río y el grado de análisis temporal (más de 30 años) y espacial (de más de 700 km) estudiado. Además, se caracteriza a cada tipo de banco teniendo en cuenta la evolución, morfometría, geomorfología y sedimentología, tratando de poner en evidencia el rol que tienen estas geoformas en la formación y el crecimiento de las islas, así como del patrón de cauce *anabranching*.

4.2. Materiales y métodos

Para llevar a cabo los objetivos de este capítulo se siguieron los pasos y materiales detallados en el capítulo 2, con algunas especificaciones que se plantean a continuación.

1) *Recopilación bibliográfica*: se tomaron como referencia los trabajos que tratan exclusivamente sobre bancos fluviales, con especial interés en las distintas clasificaciones, modelos de formación, crecimiento y sedimentología de los mismos.

2) *Análisis cartográfico, con distintos materiales y metodología, de acuerdo al objetivo*:

Para el estudio en gabinete de los bancos de arena, se emplearon imágenes satelitales de diferentes resoluciones, tanto espaciales como temporales. En el análisis de los bancos sumergidos se utilizaron imágenes satelitales CBERS 2B con resolución espacial de 2,5 m (lapso 2008-2009), disponibles en la página www.cbers.inpe.br; también se usaron imágenes de Google Earth® (2002-2006) e imágenes SPOT® (año 1993, con resolución espacial de 15 m). A su vez, para los bancos emergidos se agregaron 48 imágenes satelitales Landsat 2 MSS® y 5 TM® (de resolución espacial de 80 m y 30 m, respectivamente), entre los años 1977 y 2009, que cubren todo el tramo de estudio (*anexo A*).

Los criterios utilizados en la selección de las imágenes son referidos en el capítulo 2, ya que se tuvo especialmente en cuenta la altura hidrométrica del río.

Asimismo, los bancos sumergidos fueron justipreciados con el auxilio de batimetrías, verificándose su correspondencia con zonas de baja profundidad del cauce. Las batimetrías utilizadas corresponden al período 2004-2011 y fueron confeccionadas por el Departamento Paraná Medio de la Dirección Nacional de Vías Navegables de Argentina y por proyectos de investigación y transferencia realizados por la Universidad Nacional del Litoral (*anexo A*).

Las mediciones efectuadas a los bancos sumergidos a partir de las imágenes satelitales y batimetrías constaron de: frecuencia de aparición, tasas de avance, relación con bancos emergidos y morfología o geometría tridimensional característica de los mismos. A su vez, para los bancos emergidos se calcularon y definieron: áreas de emergencia, frecuencia de aparición, forma en planta, relación con islas, thalweg, márgenes del río y otros bancos, y evolución temporal y espacial.

El análisis realizado en gabinete permitió generar una clasificación preliminar de los

bancos de arena y seleccionar los sitios de muestreo.

3) *Principales tareas realizadas en el campo:*

En el campo se efectuaron relevamientos geomorfológicos, sedimentológicos e hidráulico-batimétricos, de acuerdo a lo especificado en el capítulo 2, con algunos detalles que se exponen a continuación.

Relevamiento hidráulico-batimétrico:

Para la obtención de aforos perfiladores de corriente acústicos Doppler (ADCP) se utilizó el equipo RDI-Teledyne Rio Grande, de 1200 kHz, con una frecuencia de registro de señal de 2 Hz (2 datos por segundo). Para la ubicación geográfica de la embarcación se utilizó un sistema de posicionamiento geográfico trabajando en modo diferencial con corrección a tiempo real (DGPS), cuyos errores son del orden de 1 cm. La ecosonda trabajó con una frecuencia de captura de datos de 0,5 Hz.

Se extrajo material de fondo por medio de conos de extracción.

En una primera etapa se realizaron batimetrías expeditivas con ecosonda para detectar la posición actual de los bancos sumergidos. Se realizaron transectas del ancho del cauce, equidistantes a 200 m entre sí, y además longitudinales, una entre el centro del cauce y la margen derecha (MD), y la otra entre el centro del cauce y la margen izquierda (MI).

Una vez identificado el banco sumergido, se hicieron relevamientos batimétricos en sentido longitudinal con ADCP (a velocidades de navegación muy bajas) y ecosonda. Se realizaron seis perfiles longitudinales de 3500 m cada uno en promedio, equidistantes a 200 m, además de dos recorridos longitudinales para densificar la serie de datos, y un único recorrido sobre el eje del thalweg. También se realizaron aforos con ADCP para determinar el caudal líquido y el sólido.

Relevamiento geomorfológico y sedimentológico:

Es importante comentar que, debido a la disminución de caudal durante esta última década, mencionada en el capítulo 2, la mayoría de los bancos del sistema se hallan cubiertos por vegetación pionera. Por lo tanto, muchas de las descripciones sedimentológicas de los bancos se tuvieron que realizar en las márgenes aflorantes de las islas o a partir de calicatas y perforaciones.

4.3. Análisis de antecedentes

4.3.1. Los bancos fluviales: conocimientos generales

Como se mencionó anteriormente, desde su comienzo el término barra o banco fluvial ha sido utilizado para diferentes rasgos muy disímiles entre sí, sin hacer mención a los innumerables términos específicos que han sido empleados precediendo a esta palabra, generando de esta forma una gran cantidad de ambigüedades alrededor de este término.

Los bancos fluviales son geoformas deposicionales que conforman un alto topográfico en el lecho del río y cuyo origen, evolución y geometría están relacionados con la morfología del cauce (patrón de cauce) e hidrodinámica del río (dinámica hidrogeomorfológica del patrón del cauce) a diferencia de las formas de fondo, vinculadas con la hidráulica del momento.

La formación y la evolución de los bancos de cauce han sido extensamente estudiadas desde comienzos de la década del 50, sobre todo en canales de experimentación y en ríos menores. Para los grandes ríos del mundo, su auge comienza a fines de la década del 90, exceptuando los magníficos trabajos realizados por Coleman (1969) y Bristow (1987) en el río Brahmaputra.

Una gran cantidad de los trabajos relacionados sobre el origen, la evolución y la clasificación de bancos de arena remiten a los estudios realizados en ríos gravosos, por lo que en esta síntesis de antecedentes no se pueden dejar de nombrar algunos de estos trabajos pioneros que han incrementado el conocimiento sobre este tópico.

Debido a que las publicaciones sobre esta temática son muy numerosas, se realiza una síntesis de las clasificaciones más destacadas a modo de cuadro (*tabla 4.1*).

A su vez, los antecedentes específicos de los bancos llevados a cabo en el río Paraná serán referidos en el siguiente ítem.

<i>Denominación</i>	<i>Base de clasificación</i>	<i>Configuración geométrica</i>	<i>Génesis</i>	<i>Lugar de estudio</i>	<i>Autores</i>
Barras centrales	Posición en el cauce y génesis		Deposición de partículas más gruesas en el centro del cauce por incompetencia local del flujo. El flujo se concentra en los canales que rodean a la barra generando socavamiento del fondo y de las márgenes; y así la barra emerge	Canal de experimentación	Leopold y Wolman (1957), Leopold, Wolman y Miller (1964)
Barras centrales	Posición en el cauce y génesis	Cuerpos elongados más o menos simétricos	Deposición y acreción posterior de la carga de fondo gruesa en un canal con esfuerzo de cizalla medio próximo al umbral de movimiento, donde un leve cambio en la profundidad causa una pérdida de la capacidad de transporte o competencia, conjuntamente con la deflación del flujo alrededor del depósito, causando incisión en los brazos y erosión en la parte distal de la barra emergente	Canal de experimentación	Ashmore (1991)
Barras del medio del canal (<i>mid-channel bars</i>)	Posición en el cauce	Forma de diamante con el eje mayor paralelo a la dirección promedio del flujo, o triangular con uno de sus vértices apuntando hacia aguas arriba	Su formación y su deposición inicial son determinadas durante las inundaciones. Pueden ser el resultado de la formación de dos canales socavados pegados a cada margen del canal principal, siendo la falta de agua en el centro del canal lo que genera su deposición. Crece verticalmente y hacia aguas abajo, causando la reducción del área transversal y la subsiguiente erosión de una o ambas márgenes. El proceso se vuelve a repetir, generando múltiples barras	Río Brahmaputra	Coleman (1969)
Barras del medio del canal (<i>mid-channel bars</i> o <i>braid bars</i>)	Posición en el cauce	Pueden ser elongadas, rómbicas o triangulares, con el eje mayor paralelo a la dirección del flujo local	Se depositan en áreas de divergencia de flujos	Río Brahmaputra	Sarma (2005)
Barras del medio (<i>medial bars</i>)	Posición en el cauce	Las recientemente formadas tienen formas de diamante o pétalo	Depositados en zonas de expansión del flujo. Luego, a medida que el flujo diverge y el canal se amplía, se hace cada vez más complejo, con <i>scroll bars</i> unidas a sus lados	Río Brahmaputra	Bristow (1987)
Barras del medio	Posición en el cauce y actividad de los canales			Ríos gravosos	Bluck (1976,

y laterales I, II y III	que lo rodean				1979)
Barra del medio del canal o barra de lado (mid-channel bars o side bars)	Posición en el cauce	Las barras del medio del canal tienen forma de diamante	Deposición en el centro del canal del material grueso debido a cambios en la velocidad y esfuerzo de cizalla de <i>pools</i> y <i>riffles</i> . La barra de lado se forma cuando un canal se vuelve dominante y el otro se ciega	Río Dana	Hooke (1986)
Barras semilunares (point bars)	Número de barras que la componen, posición en el cauce y génesis		Relacionada al movimiento sinuoso del thalweg en partes curvas del canal	Especialmente en ríos de patrón meandriforme	Casi todos los autores, sobre todo lo vinculado a ríos meandriformes
Ondas de arena (sand waves)	Definidas como un tipo de formas de fondo	Alturas de 7,5 a 15 m; longitudes de entre 182 y 974 m		Río Brahmaputra	Coleman (1969)
Barras linguoides	Morfología	Márgenes definidas, frente convexo hacia aguas abajo, con sus lados paralelos a la corriente		Río Tana (Noruega)	Collinson (1970)
Barras unitarias	Disposición del banco con respecto al flujo, complejidad, tamaño y posición en el cauce	Geoformas de pequeña altura (0,15 a 2,5 m)	Se forman en zonas de expansión del flujo	Río Saskatchewan	Cant y Walker (1978)
Barras unitarias	Número de barras que la componen (complejidad)				Smith (1974), entre otros
Barras unitarias o linguoides	Número de barras que la componen (complejidad)	Generalmente de forma irregular, aunque pueden ser lobadas o rómbicas. Son barras pequeñas		Río Brahmaputra	Sarma (2005)
Barras longitudinales⁶	Morfología de la barra, posición con respecto a la dirección del flujo, relación con la margen	Elongadas, paralelas a la dirección del flujo local		Río Kicking Horse (tributario del río Columbia)	Smith (1974)

	del canal (posición en el cauce)				
Barras transversales⁶	Morfología de la barra, posición con respecto a la dirección del flujo, relación con la margen del canal (posición en el cauce)	La cara deposicional aguas abajo es recta, lobada o sinuosa; la cara de aguas arriba es plana o con depresiones axiales (también denominadas linguoides y rómbicas por otros autores)		Río Kicking Horse (tributario del río Columbia)	Smith (1974)
Transversales	Forma y relación con el flujo (describe una forma de fondo)	Cuerpos elongados perpendiculares a la dirección del flujo, algunos curvados hacia aguas abajo		Río Klarälven	Sundborg (1956)
Longitudinales o transversales	Forma en planta			Río Dana	Hooke (1986)
Barras diagonales⁶	Morfología de la barra, posición con respecto a la dirección del flujo, relación con la margen del canal (posición en el cauce)	Eje mayor oblicuo al flujo principal	Producidas cuando el flujo transversal es asimétrico, mayormente debido a una curvatura del canal	Río Kicking Horse (tributario del río Columbia)	Smith (1974) y Church (1972)
Diagonales	Relación con las márgenes y posición con respecto a la dirección del flujo	Ambos extremos del banco están unidos a márgenes opuestas del río	Se producen de forma entrecruzada donde el flujo diverge y la corriente principal se mueve de una margen a la otra	Río Brahmaputra	Bristow (1987)
Cross-channel bars (sand flat, side flat y complex sand flat)	Disposición del banco con respecto al flujo, complejidad, tamaño y posición en el cauce	Limitadas por caras de deslizamientos, con las partes más altas formando una cresta lineal cerca del centro del banco. Alturas de 0,3 a 2,5 m (dependiendo de la profundidad del canal) y longitudes de cientos de metros	Se forman en zonas de expansión del flujo, donde la sección transversal del canal se amplía (curva) o aguas abajo de un complejo de <i>sand flat</i>	Río Saskatchewan	Cant y Walker (1978)
Sand flat y side flat	Acumulación de gran cantidad de arena por coalescencia de diferentes barras y formas de fondo en el centro del	Grandes áreas de acumulación de arenas (50 m a 2 km de largo y 30 a 450 m de ancho)	Se forman a partir de la emergencia de una parte de una <i>cross-channel bar</i> (núcleo). El flujo barre alrededor del núcleo en forma de lóbulo, y el banco sigue creciendo hacia aguas abajo mediante dos cuernos	Río Saskatchewan	Cant y Walker (1978)

	canal (<i>sand flat</i>) y cerca de una margen del río (<i>side flat</i>)				
Complex sand flat			Disección de un gran <i>sand flat</i> por diversos canales cuando cae el nivel del agua, y/o a través de uniones de pequeños <i>sand flats</i> que han crecido independientes y se conectan por deposición de los canales interiores	Río Saskatchewan	Cant y Walker (1978)
Barras inactivas	Procesos actuantes		Remanentes de planicie aluvial o barra formados muy altos por acreción vertical donde no se produce más deposición		Reineck y Singh (1980)
Barras activas	Procesos actuantes				Reineck y Singh (1980)
Barras ensambladas	Génesis	Coalescencia de varias barras con longitudes de 30 km	Producto de un aumento localizado de deposición sedimentaria	Río Brahmaputra	Bristow (1987)
Barras compuestas (<i>braid bars</i> y <i>point bars</i>)				Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003)
Barras compuestas (<i>compound braid bars</i>)	Número de barras que la componen (complejidad)		Se generan a partir de una barra central producida por apilamiento de dunas en el thalweg, seguido de la erosión de las márgenes y socavación del fondo de los brazos que la rodean; el brazo que contiene el thalweg se hace mucho mayor y crea un frente deposicional lobado, con la emergencia de una nueva barra	Río Brahmaputra	Ashworth <i>et al.</i> (2000)
Barras entrelazadas (<i>braid bars</i>)	Número de barras que la componen, posición en el cauce	Formadas por múltiples partes de barras únicas (<i>bar head</i> , <i>bar tail</i> y <i>tributary bar</i>)	Se generan a partir de dos o varias hileras de barras alternadas; se amplía el cauce por erosión de las márgenes y al bajar el nivel del agua emergen las partes altas de las barras alternadas ancestrales: <i>bar head</i> , <i>bar tail</i> y <i>tributary mouth bars</i> (<i>riffle</i>)	Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003)
Barras entrelazadas (<i>braid bars</i>)	Génesis	Barras simétricas alternadas	Deposición de un lóbulo por divergencia del flujo aguas abajo de una depresión donde el flujo converge y socava el fondo; y una posterior división del flujo alrededor del lóbulo emergente	Canal de experimentación	Ashmore (1991)
Barras	Génesis		Disección múltiple de una barra lobada	Canal de	Ashmore

entrelazadas (braid bars)			construida en una fase anterior de deposición por expansión del flujo	experimentación	(1991)
Alternadas	Posición de las barras en relación al flujo	Asimétricas a lo largo de una sección transversal del río, con longitudes relacionadas al ancho del flujo y alturas según la profundidad del flujo	Su formación la relaciona con las convergencias y divergencias del flujo en el canal, que genera de manera alternada depresiones seguidas de deposiciones	Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003)
Bar head^p	Posición en la barra alternada ancestral, génesis			Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003))
Bar tail^p	Posición en la barra alternada ancestral, génesis			Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003)
Tributary mouth bar^s	Posición en la barra alternada ancestral, génesis	Forma de delta distributivo	Se forma por unión de dos canales (generalmente a partir de un canal que atraviesa una barra y desemboca en otro canal)	Canal de experimentación	Bridge (1985, 1993, 2003)
Tributary mouth bar	Génesis		Se forma en la unión de canales de igual o diferentes órdenes	Río Brahmaputra	Bristow (1987)
Tributary mouth bar	Génesis	Forma de delta distributivo	Se forma en la unión de dos canales	Río Brahmaputra	Sarma (2005)
Macroformas tipo Platte, tipo South Platte y tipo Upper South Platte	Considera los bancos como formas de fondo a gran escala. Hace la diferenciación mediante un prefijo geográfico			Río Platte	Crowley (1983)
Platte-type macroforms	Ubicación geográfica	Se extienden a través de todo el ancho del canal, unidas a una o ambas márgenes, formando un ángulo agudo con las mismas. Tienen una disposición alternada. Son cortadas por pequeños canales que le dan una apariencia lobada		Río Platte	Crowley (1983)
South Platte-		Orientación oblicua al flujo,		Río Platte	Crowley

type macroforms		ocupando $\frac{2}{3}$ a $\frac{3}{4}$ del ancho del canal, unidas a una margen. El arreglo en el cauce es de tipo alternado			(1983)
Upper South Platte-type macroforms		Con forma semilunar, ubicadas en las curvas convexas		Río Platte	Crowley (1983)
Barra longitudinal y lóbulo	Forma en planta		Producto de la existencia de rápidos y lóbulos. Ciclos de una etapa agradacional, seguida de una degradacional parcial o completa del lóbulo		Southard <i>et al.</i> (1984)
Incipiente, media y grande⁸	Etapas de desarrollo o tamaño			Río Dana	Hooke (1986)

Tabla 4.1. Síntesis de las clasificaciones de bancos antecedentes

⁶ Los autores denominan a estos diferentes tipos de barras como *unit bars* (barras unitarias).

⁷ Reineck y Singh (1980) generan una subclasificación dentro de las barras activas de acuerdo a si son formas individuales o grupales, y luego las divide en función de su morfología, posición en el cauce y grado de complejidad, tomando las clasificaciones hechas por Smith (1974, 1978), Church (1972), Cant y Walker (1978), Collinson (1970) y Coleman (1969).

⁸ Hooke (1986) genera una clasificación combinando la posición, la forma en planta y la etapa o el tamaño de los bancos.

4.3.2. Los bancos del río Paraná: conocimientos previos

Los antecedentes sobre los bancos fluviales que se describen a continuación son todos aquellos generados en el río Paraná, perteneciendo la primera parte al tramo alto del río, y luego se continúa con los vinculados específicamente a nuestro tramo de estudio (tramo medio).

Tramo alto:

Santos y Stevaux (2000) diferenciaron dos tipos de barras (centrales y laterales) de acuerdo a su geometría, posición espacial en el cauce, tipo de proceso erosivo-deposicional dominante y sus principales facies. Así, las barras centrales corresponden a cuerpos arenosos, elongados (200-300 m de longitud) y con una relación longitud-ancho de 3:1. Estas barras se forman en la parte central del cauce y son muy inestables, ya que pueden migrar hacia aguas abajo o incluso erosionarse completamente durante niveles de aguas altas. Están compuestas por arenas muy finas a gruesas, siendo las arenas medias el tamaño de grano más representativo. Estas barras presentan un *foreset* empinado y una pendiente suave hacia aguas arriba (similares a las dunas eólicas de tipo barján). Sus bases están dominadas por arenas gruesas organizadas en sets simples formados por estratificación entrecruzada planar, generalmente coronados por una capa centimétrica de arenas finas. La otra facie de su base está formada por capas lenticulares y tabulares, pobremente seleccionadas, con estratificación entrecruzada en artesa (*festoon*). Los autores correlacionaron estas dos facies con la migración de dunas 2D para la primera, y megaóndulas y dunas 3D para la otra. En el tope de la barra señalaron la existencia de una superposición de capas formadas por arenas finas, limos y arcillas, donde las estructuras principales son: laminación entrecruzada, *flaser*, ondulosa y horizontal, originadas durante un período de aguas altas, remodelando y generando un albardón frontal.

Por otro lado, caracterizaron las barras laterales como cuerpos arenosos simétricos, desarrollados a lo largo y cerca de las márgenes del cauce y de islas. Vinculan su origen a un flujo débil que se origina por particularidades topográficas, por lo cual las velocidades del flujo caen y dan lugar a la creación de un sitio con alta tasa de deposición. La principal característica que dieron sobre estos depósitos es el alto contenido de limos, arcillas y materia orgánica. En cuanto a las estructuras internas, manifestaron que corresponden a sets de estratificación entrecruzada con capas

decimétricas de hojas, ramas y pequeños troncos, donde también son regulares las laminaciones entrecruzadas tipo A y *flaser*. Por otro lado, advirtieron que estas barras presentan albardones muy altos, compuestos por una superposición de formas de fondo de dimensiones pequeñas, lo que favorece la formación de un bajío en el centro del banco, que suele estar cubierto por materiales finos de hasta 0,5 m de espesor.

Por último, marcaron que, al contrario de la barra central, donde existe una alternancia en los procesos deposicionales y erosivos, la barra lateral tiene una baja tasa de erosión, lo que promueve su estabilización (se cubre rápidamente con vegetación) y por ende evoluciona rápidamente en isla.

Tramo medio

Como se menciona en el capítulo 3, los trabajos de Drago (1973, 1977) son los primeros en el río de estudio, y en ellos se analizaron los cambios morfológicos, conjuntamente con las geoformas involucradas. En su trabajo del año 1973, a partir de un modelo conceptual, describe la evolución y transformación de un banco de cauce en una isla, lo cual se detalla en el capítulo siguiente, ya que está más vinculado a la formación de una isla. Por otra parte, en su publicación de 1977, muestra la evolución en planta de un banco, con una migración promedio aguas abajo y lateralmente de 60 y 36 m por año, respectivamente, indicando que en todos los casos analizados la migración hacia aguas abajo siempre es superior. No obstante, advierte que las islas también tienen una deposición aguas arriba, dándole una morfología aguda en esa dirección.

En relación a lo anterior, en un trabajo reciente y a partir de un análisis más integral de los bancos, Drago *et al.* (2014) demuestran lo contrario. En esta última publicación contabilizaron la frecuencia de aparición de tres tipos de bancos ubicados en el extremo aguas abajo de las islas (“bancos de cola”), aguas arriba de otros bancos e islas (“bancos de cabecera”) y núcleos de bancos con forma de herradura (“bancos de herradura”), a partir de distintos años (1954 a 2008) y cubriendo todo el tramo medio del río Paraná y porciones de los tramos alto y bajo. Ellos determinaron que los “bancos de cabecera”, que serían el resultado de la deposición de arenas finas en suspensión que continúan su camino hacia las áreas de bajas velocidades en las bifurcaciones de los brazos del río (debido a desplazamientos laterales del thalweg) identificado por Szupiany *et al.* (2012), predominan con respecto a los otros tipos de bancos. Esto lo asocian a las elevadas tasas de arena en suspensión con respecto a la transportada como carga de fondo registrada para este río.

En el año 1996, Orfeo publica el primer trabajo orientado a clasificar las geoformas del cauce del río Paraná en su tramo medio. El sector de estudio está comprendido entre unos 40 km aguas arriba de la confluencia del río Paraguay con el río Paraná (lo que correspondería al tramo alto del río Paraná) hasta unos 90 km aguas abajo. Establece tres criterios para clasificarlos: morfología, topografía y génesis.

Según el primer criterio, diferencia las barras con respecto a su relación largo/ancho (L/A), ubicación en el cauce (centrales, laterales y adosadas) y orientación del eje principal de la barra con respecto a la dirección principal del flujo (longitudinales, diagonales y complejas). De esta manera, presenta las siguientes denominaciones.

Barras longitudinales centrales: las que tienen una gran superficie, con una relación L/A cercana a 3,5 y se caracterizan por dividir la corriente principal en dos canales casi iguales, los cuales pueden tener barras menores.

Barras longitudinales laterales: su relación L/A es alrededor de 3, su mayor elongación es paralela a la corriente y dividen el cauce en dos canales desiguales.

Barras diagonales centrales: ubicadas en los canales que dividen las barras longitudinales, con una superficie inferior a 5 km², y relación L/A superior a 4. Asocia su origen a disturbios en la distribución de la velocidad del flujo con pérdida de competencia y deposición detrítica.

Barras diagonales laterales: con superficies menores a 1 km², relación L/A mayor a 6, se ubican próximas a las márgenes u otras barras y se originaron por flujo helicoidal.

Barras complejas: formadas por varios bancos coalescentes irregulares, se ubican cerca de las otras barras, lo que condiciona una reducción del transporte y condiciones para la deposición masiva.

Barras adosadas: denomina así a las barras semilunares, ubicadas en las caras internas de los meandros.

Según el criterio topográfico, denomina islas a aquellas geoformas que están emergidas permanentemente durante las crecidas ordinarias del Paraná (altura del hidrómetro en Puerto Corrientes de 6 m). Si se da lo contrario, las denomina bancos, argumentando que la vegetación no es un factor discriminante para segregar las geoformas fluviales en la región.

Por último, de acuerdo al criterio genético, según el origen de las barras, diferenció en barras relictuales a las que se forman por recortes de la planicie aluvial, y en barras agradacionales a las que están compuestas por la acumulación sedimentaria

de sucesivos episodios deposicionales, formando un rasgo positivo en el fondo de los canales.

Por su lado, Ramonell *et al.* (2000, 2002) definen los bancos de arena como geoformas libres de vegetación y sumergidos para los niveles de aguas medias en el tramo medio del río Paraná. Estos autores fueron los que identificaron los bancos embrionarios desde la isóbata de -5 m, es decir, hasta donde existe una continuidad en los procesos hidráulicos-sedimentológicos que los modelan. Advirtieron lo anterior a partir de observaciones en batimetrías secuenciales, por las que evaluaron que la sedimentación de las arenas transportadas en contacto permanente o esporádico con el lecho asociadas al desarrollo de bancos mantiene taludes de un grado o menos, mientras que los bordes más inclinados (5° a 15°) son manifestaciones frecuentes de la erosión en el perímetro de los taludes. Además, ese tipo de análisis también les ayudó a reconocer canales erosivos o sedimentación sobre la superficie de los bancos.

Asimismo, dichos autores, a partir de los estudios realizados sobre la dinámica y morfología del thalweg referidos en el capítulo 3 (“Características del cauce principal”), señalaron y ejemplificaron dos maneras mediante las cuales se pueden desarrollar bancos en el centro del cauce vinculadas al thalweg. Por una parte, relacionaron la formación de los bancos centrales con el corrimiento del thalweg, advirtiendo que, a medida que el thalweg migra y aumenta su amplitud de onda, deja un espacio en el que se van formando los bancos en esa misma dirección. La otra forma es a partir de una rectificación subacuática del thalweg. Este proceso se inicia con una depresión lineal estrecha y muy profunda en el fondo del río, que comienza a desarrollarse desde una hoya aislada en la parte inferior de una ampliación del cauce y progresa hacia aguas arriba. Dicha depresión se jerarquiza captando caudal circulante hasta transformarse en un nuevo thalweg, dejando en el centro del cauce un banco que se originó adosado a la margen.

En relación al arreglo sedimentario de los bancos de arena, Reesink *et al.* (2014) lograron caracterizarlo en varios bancos ubicados tanto en el tramo alto como en el medio del río Paraná, utilizando un radar de penetración de tierra (*ground penetrating radar*, GPR) y perforaciones de hasta 5 m de profundidad. En su estudio, definieron cuatro facies principales de los bancos a partir del GPR, las cuales corresponden a las siguientes interpretaciones genéticas: facie 1A, deposición primaria de las barras y grandes dunas (estratificación entrecruzada de gran espesor); facie 1B, migración primaria de dunas y óndulas sobre la pendiente de reposo de las barras; facie 2,

migración primaria de dunas y óndulas sobre superficies horizontales (e.g. fondo del canal y superficie de la barra); y facie 3, depósitos formados durante flujos bajos, comúnmente de grano fino (set de laminación entrecruzada). Las conclusiones a las que arribaron fueron: 1) las estructuras deposicionales del río Paraná son similares en escala a las encontradas en ríos menores; 2) las facies 1A y 1B (estratos cruzados y coset inclinado son encontradas mayoritariamente sobre sets de laminación entrecruzada de grano más fino, lo que podría limitar la conectividad de unidades deposicionales con alta permeabilidad; 3) los estratos cruzados de las barras (facie 1A), que dan una idea del tamaño del río, están restringidos espacialmente a la mitad de la superficie de la barra y ocurren predominantemente en barras pequeñas y recientemente formadas, atribuyendo la reducción de las mismas en barras más grandes y antiguas al remodelado y a los cambios en el estilo de acreción que pueden tener estas últimas; 4) la granulometría más fina que aporta el río Paraguay provoca cambios en las partes más superficiales de las barras aguas abajo de este (tramo medio del río Paraná), como ser: un aumento en la abundancia, espesor y extensión lateral de capas de granos finos, un aumento en la abundancia de sets de laminación entrecruzada (facie 3) y una reducción proporcional de los estratos cruzados formados por migración de las barras (facie 1).

4.3.3. Aspectos emergentes del análisis

El examen de antecedentes de bancos realizado anteriormente, tanto a nivel general como en relación al río Paraná, sigue dos propósitos: **a)** mostrar el estado actual y evolutivo del conocimiento sobre esta temática, sobre todo en lo que respecta a las clasificaciones, mecanismos y procesos de formación y evolución, relación con la morfodinámica del río, arreglo sedimentario y tipos de ríos donde se llevaron a cabo estos estudios; **b)** plantear la manera de incluir la nueva información obtenida del estudio de los bancos en el tramo medio del río Paraná, generada a partir de un estudio sistemático a una escala temporal de más de 30 años y espacial de ~700 km.

En relación al primer punto (**a**), merece destacarse la gran cantidad de trabajos sobre bancos fluviales generados en diferentes ríos del mundo desde mitad del siglo pasado. Sin embargo, lo primero que se advierte es la gran profusión de nombres que existen para los bancos fluviales, particularidad que ya en la década del 70 varios autores la han manifestado. Esto está vinculado a las características del río en donde se describen estas geoformas y las modalidades utilizadas para clasificarlas,

resumidas en la tabla 4.1. A su vez, también existen clasificaciones que no diferencian las islas de los bancos (e.g. Bridge, 1993, 2003; Orfeo, 1996), manifestando que son dos formas deposicionales que pueden tener una geometría y una génesis en común, propiedad que no se cumple en todos los ríos, sin mencionar las diferencias geomorfológicas y sedimentológicas de ambas.

Otra particularidad de los antecedentes, como se observa en la tabla 4.1, es que la mayoría de los trabajos fueron realizados en ríos menores de patrón entrelazado (e.g. Saskatchewan, Platte), ríos gravosos (e.g. Kicking Horse, Dana) y en experimentos de laboratorio. Hoy se sabe que ciertos procesos que dominan en la formación y evolución de los bancos en un río pequeño no son los mismos o tienen la misma intensidad que en los grandes ríos (Schumm y Winkley, 1994; Latrubesse et al. 2005; Gupta, 2007; Latrubesse, 2008; Lewin y Astworth, 2013). No obstante, en el río Brahmaputra, que es un río de tamaño semejante al Paraná, existen varios antecedentes de clasificaciones de sus bancos de arena, algunas realizadas varias décadas atrás (Coleman, 1969; Bristow, 1987) y otras más modernas que utilizan la categorización propuesta por Bridge (1993, 2003). Sin embargo, hay ciertas particularidades de ambos ríos que hacen que la dinámica evolutiva y morfológica de los bancos, así como su participación en los cambios morfológicos del cauce, sean muy distintas y por lo tanto difíciles de homologar. Simplemente comparando la tasa de cambio morfológico de bancos en ambos ríos es fácil percibir una de las diferencias (Best *et al.*, 2007, fig. 19.16, pág. 413; y Lewin y Ashworth, 2013). Por otra parte, la tabla 4.2 muestra una comparación de diversos parámetros entre ambos ríos, donde se advierten grandes desigualdades en varios de ellos, justamente en aquellos que están en estrecha relación con la dinámica, la frecuencia de emergencia, la cantidad y el área cubierta por los bancos, los cuales serán tratados en la discusión de este capítulo.

Parámetros	Paraná Medio ¹	Brahmaputra ²
Régimen hidrológico	~ 1200 a 2000 mm/año, con un máximo en verano	1900 mm/año, régimen monzónico, con precipitaciones dominantes en zona montañosa
Caudal máximo	60210 m ³ /s	102500 m ³ /s
Caudal mínimo	6130 m ³ /s	2860 m ³ /s
Caudal medio	18000 m ³ /s	20200 m ³ /s
Caudal sólido anual	112 Mt	520 Mt
Caudal sólido/caudal líquido	0.00024	0.000816
Granulometría del material del lecho (d50)	0,4 mm	0,25 mm
Ancho/profundidad	110	200
Índice de entrelazamiento ^a	1,5 a 2,6	4 a 6
Cambio del nivel hidrométrico ^b	~ 1,5 m	~ 6 m
Velocidad del flujo media	1 m/s	
Velocidad del flujo en crecida	2,3 m/s a 3,3 m/s	~ 3,5 m/s

^a Índice de Brice, ^b promedio de un período de 30 años
¹ Estación Pto. Corrientes ² Estación Bahadurabad

Tabla 4.2. Los datos fueron obtenidos de Latrubesse (2008) y Best *et al.* (2007)

En cuanto a los trabajos efectuados específicamente en el río Paraná sobre este tópico, podemos distinguir diferentes grados de avance. Por ejemplo, se sabe que existe una relación directa entre la dinámica del thalweg y la formación de determinados bancos (Toniolo, 1999; Ramonell *et al.*, 2000, 2002), pero todavía no ha sido analizada de manera sistemática para todo el tramo medio. Por otro lado, en lo referente a clasificación, evolución morfodinámica y distribución de estas geoformas, los estudios son escasos y principalmente de casos puntuales, donde la escala espacial es reducida, exceptuando el reciente análisis de Drago *et al.* (2014) sobre el crecimiento hacia aguas arriba de los bancos e islas. En lo que respecta a la sedimentología, existen varios trabajos sobre la granulometría y mineralogía de las arenas del fondo, como lo manifestamos en el capítulo 3, pero muy poco se conoce sobre el arreglo sedimentario de los bancos. Recién en los últimos cinco años ha habido grandes avances, a los cuales nos referiremos en la discusión de este capítulo.

En lo referente al segundo punto (**b**), y teniendo en cuenta las propiedades de este gran sistema fluvial (*capítulo 3*), fue muy complejo el uso completo de clasificaciones preexistentes. En primer lugar porque la mayoría de ellas fueron realizadas en ríos menores o a partir de laboratorios, sumado a que gran parte de esos ríos pertenecen a patrones de cauce distintos al del río Paraná, lo que lleva a una discrepancia en la

actuación y/o intensidad de los diferentes procesos involucrados en la formación y evolución del banco, y además, en el papel que juega esta geoforma en relación a la dinámica y evolución morfológica del cauce. Por otro lado, varias de las clasificaciones antecedentes no diferencian las islas de los bancos de arena. A su vez, ambas geoformas se diferencian en los procesos actuantes dominantes, así como en su dinámica, sedimentología, geomorfología y hasta en los ambientes bióticos que presentan. Por tal motivo, creemos que es necesario clasificar los bancos y distinguirlos de las islas.

Por lo tanto, de acuerdo a los antecedentes preexistentes de los bancos de arena de este río, y después de realizar un estudio evolutivo sistemático conjuntamente con caracterizaciones en campo y en laboratorio, se vio la necesidad de generar una clasificación acorde a estas geoformas de arena que pertenecen a un río *anabranching*, con fines más predictivos en relación a la morfodinámica del cauce.

4.4. Resultados

4.4.1. Clasificación de los bancos de arena

En base a la caracterización realizada sobre los bancos, y añadiendo los antecedentes sobre los bancos en el río Paraná Medio, proponemos una categorización de estas geoformas que aparecen en “mega ríos” *anabranching* del estilo del Paraná. Para ello, si bien ampliamos algunas clasificaciones preexistentes adoptando algunos nombres, planteamos una clasificación en respuesta a las propiedades particulares de este sistema fluvial y al nivel de detalle con que se estudiaron los bancos de arena. Los nombres con que se designan los bancos fluviales, lejos de pretender sumar nuevos términos descriptivos, procuran servir de base para su identificación con fines predictivos, en relación a la morfodinámica del cauce e islas.

En esta clasificación se tuvo en cuenta la génesis, evolución, ubicación y vinculación con las islas y márgenes del río (*fig. 4.1*).

El primer nivel de diferenciación que hacemos es en dos grandes categorías: a) bancos que se hallan sumergidos en todos los niveles hidrométricos del río, a los que los denominamos **bancos sumergidos**; y b) **bancos emergidos**. Es preciso

recordar que los bancos en el río Paraná están emergidos hasta un nivel de aguas medias como máximo.

A los bancos sumergidos los dividimos en base a su morfología y si se trata de geoformas individuales o compuestas. Se asemejan a una lengua, similar a la descrita por Collinson (1970) en el río Tana, pudiendo aparecer solitarios (se clasifican como **bancos linguoides o unitarios**) o en grupos coalescentes (**bancos múltiples**). Estos últimos, generados por la yuxtaposición de bancos sumergidos, provocan una modificación de la forma en planta característica linguoide, generándose otras geometrías más complejas.

A los bancos emergidos los diferenciamos de acuerdo al rol que tienen en el crecimiento y configuración de las islas del cauce. Por lo tanto, separamos los que emergen asociados a ellas, denominándolos **bancos vinculados a las islas del cauce**, de los que no lo hacen, que son los **bancos emergidos desvinculados de las islas del cauce**. Los primeros participan en el crecimiento y unión entre islas, promoviendo la extensión de brazos secundarios. Estos bancos pueden distinguirse según la ubicación y crecimiento con respecto a la isla de igual manera que lo hizo Bristow (1987) en el Brahmaputra (**b. de acreción aguas arriba, b. de acreción lateral y b. de acreción aguas abajo**). Sinónimos en la literatura son: barra de cabeza y barra apical para el primero; barra lateral, *point bar*, *scroll bar* para el segundo; y barra de cola y de sombra para el último.

A su vez, a los **bancos emergidos desvinculados de las islas** los dividimos en dos categorías, siguiendo el criterio de libertad en relación a otras geoformas. Denominamos **bancos libres** a los que se originan independientes en el cauce, y **bancos asociados a las márgenes** a los que están adheridos a estas. Sinónimos de estos últimos en la literatura son: *lateral bar*, *point bar*, *diagonal bar*, *side bar*, barras marginales, etc.

Los **bancos libres** pueden ser **centrales permanentes** o **centrales efímeros** (transitorios). Esta separación está vinculada a la estabilidad que experimentan los primeros, que evolucionan a islas de cauce y promueven una modificación sustancial en la morfología del río, siendo un eslabón importante en la generación del patrón *anabranching*. Los bancos centrales permanentes pueden ser de dos tipos, **simples** o **complejos**, de acuerdo al lugar donde emergen. Los **bancos simples** son los que se ubican en el centro de algún brazo secundario, son de dimensiones reducidas ($\sim < 0,5 \text{ km}^2$), su origen está vinculado a condiciones hidrodinámicas propicias para generar un centro deposicional y generalmente facilitan el cegamiento de estos canales. En

cambio, los **bancos complejos**, que pueden aparecer de manera individual (**unitarios**) o en grupo (**múltiples**), se localizan en el centro del cauce principal y su origen estaría vinculado a un desplazamiento significativo del thalweg (principal o secundario), que puede ser expansión lateral, traslación, rotación o una combinación, lo que produce una transformación morfológica en el río, como ser erosión de márgenes o/e islas o cegamiento de brazos secundarios, con múltiples consecuencias en la distribución del flujo y sedimentos. Los bancos centrales unitarios emergen solitarios, tienen grandes dimensiones en planta (entre 2 y 4 km²), y los sectores en donde suelen originarse generalmente están limitados por una margen resistente y otra de fácil erodabilidad, siendo el thalweg principal el responsable del aumento del ancho del sector, por aumento de su sinuosidad, con una tasa de expansión elevada (desde decenas hasta 100 m/año). A su vez, los múltiples aparecen en grupos, son de tamaños reducidos (entre 0,1 y 0,3 km²), y los tramos en los que se forman están limitados por ambas márgenes de fácil erodabilidad, donde existe un thalweg principal y otro secundario, siendo este último el encargado principal de la erosión de una de las márgenes por aumento de sinuosidad, promoviendo la expansión del ancho del cauce pero a una tasa menor que los unitarios.

Por su parte, los **bancos centrales efímeros** se originan debido a la inmovilización temporal de los bancos sumergidos con la posterior emergencia de una porción de estos. Las formas que adoptan van desde configuraciones relativamente sencillas (triangular, ovalada, alargada) hasta otras más complejas (en “V”, herradura, gancho, mixta). Se caracterizan por tener cambios morfológicos muy marcados relacionados al ciclo hidrológico anual, por ser de dimensiones pequeñas (no suelen superar los 0,1 km²) y sobre todo por tener una alta tasa de movilidad o incluso por desaparecer muy rápidamente.

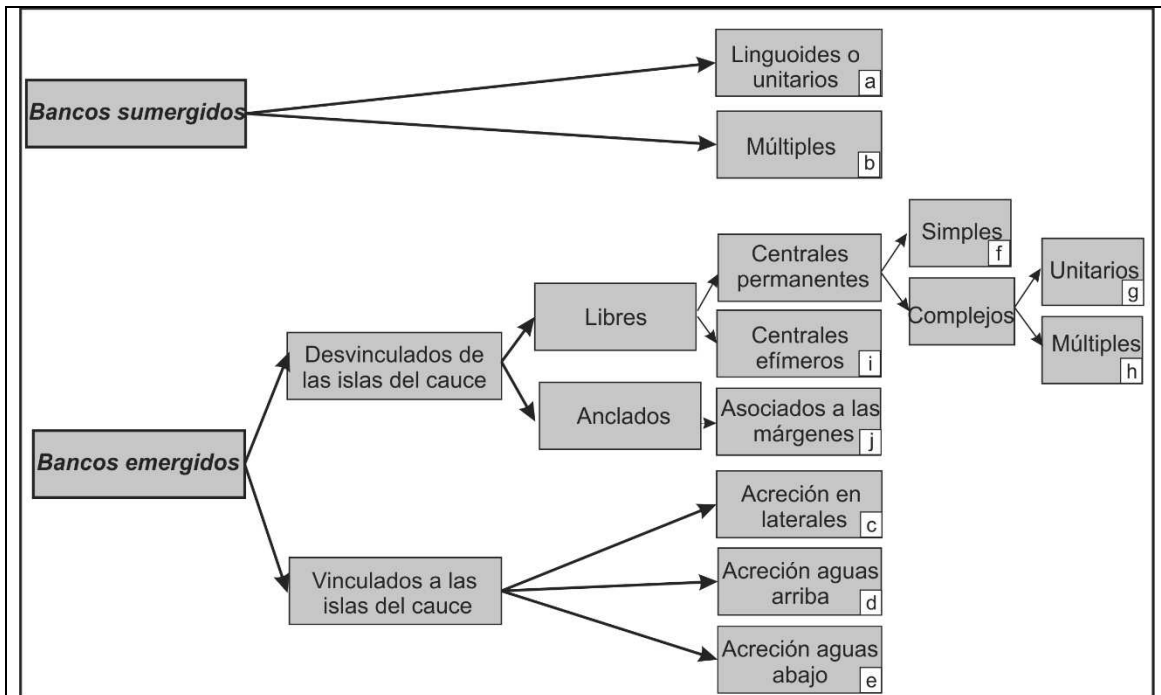


Figura 4.1. Clasificación de los bancos de arena del río Paraná en su tramo medio.

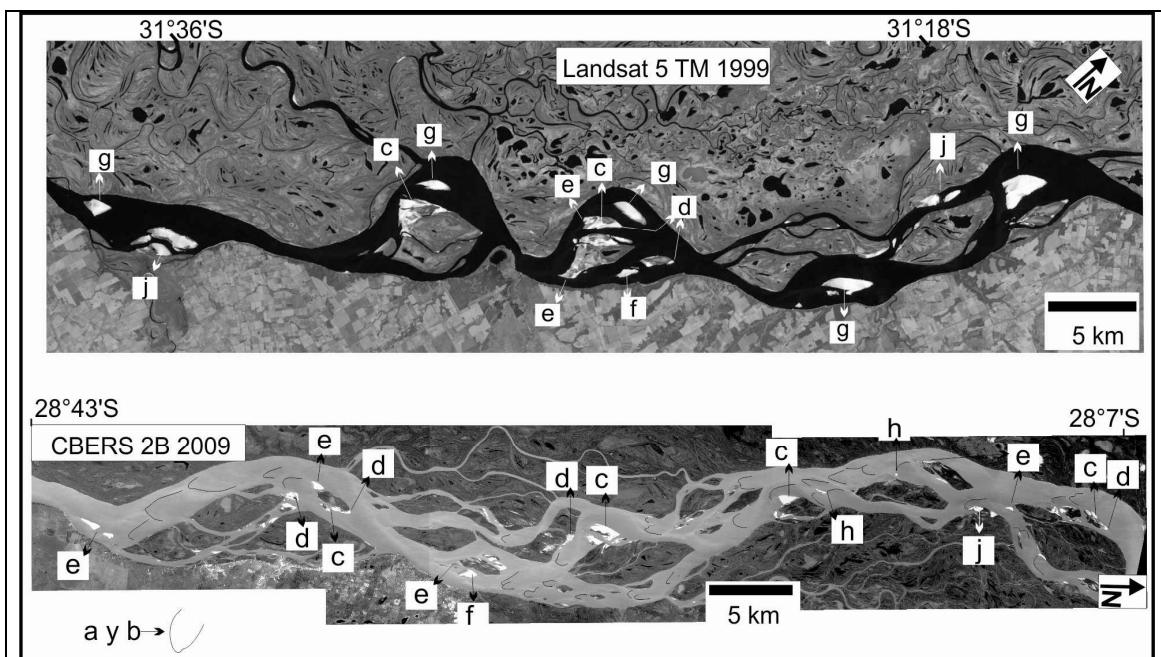


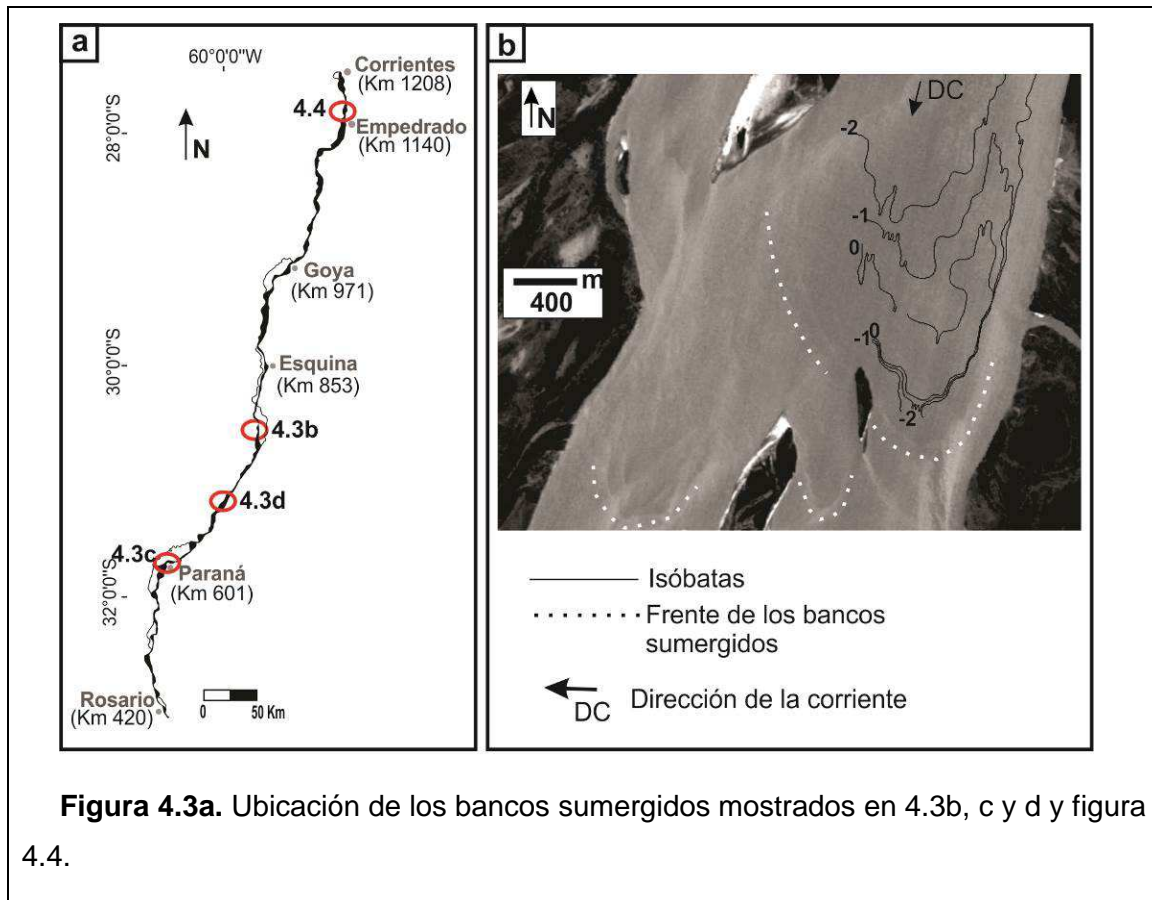
Figura 4.2. Dos sectores del río Paraná Medio, con la ubicación de los bancos de arena de la clasificación propuesta (las letras indican el tipo de banco de acuerdo a la figura 4.1).

4.4.2. Características generales, dinámica evolutiva, sedimentología y geomorfología identificadas en cada tipo de banco

4.4.2.1. Bancos sumergidos:

Bancos sumergidos linguoides o unitarios y múltiples

Los bancos sumergidos son puestos en evidencia por los cambios en la superficie del agua del río, a modo de estelas con geometrías en “U” en planta. En imágenes aéreas, estas se revelan como líneas discontinuas, tal como se muestra en las imágenes de la figura 4.3, a las que se les ha añadido isóbatas características de los bancos y zonas de mayores profundidades. La forma característica individual en 3D es principalmente linguoide, con las partes localmente más altas coincidiendo con la traza de la “U”, como lo evidencian las batimetrías. Esta geometría coincide con la observada en estudios experimentales de laboratorio y campo, ya referidos en la literatura (e.g., Howard, 1996; Sambrook Smith *et al.*, 2005).



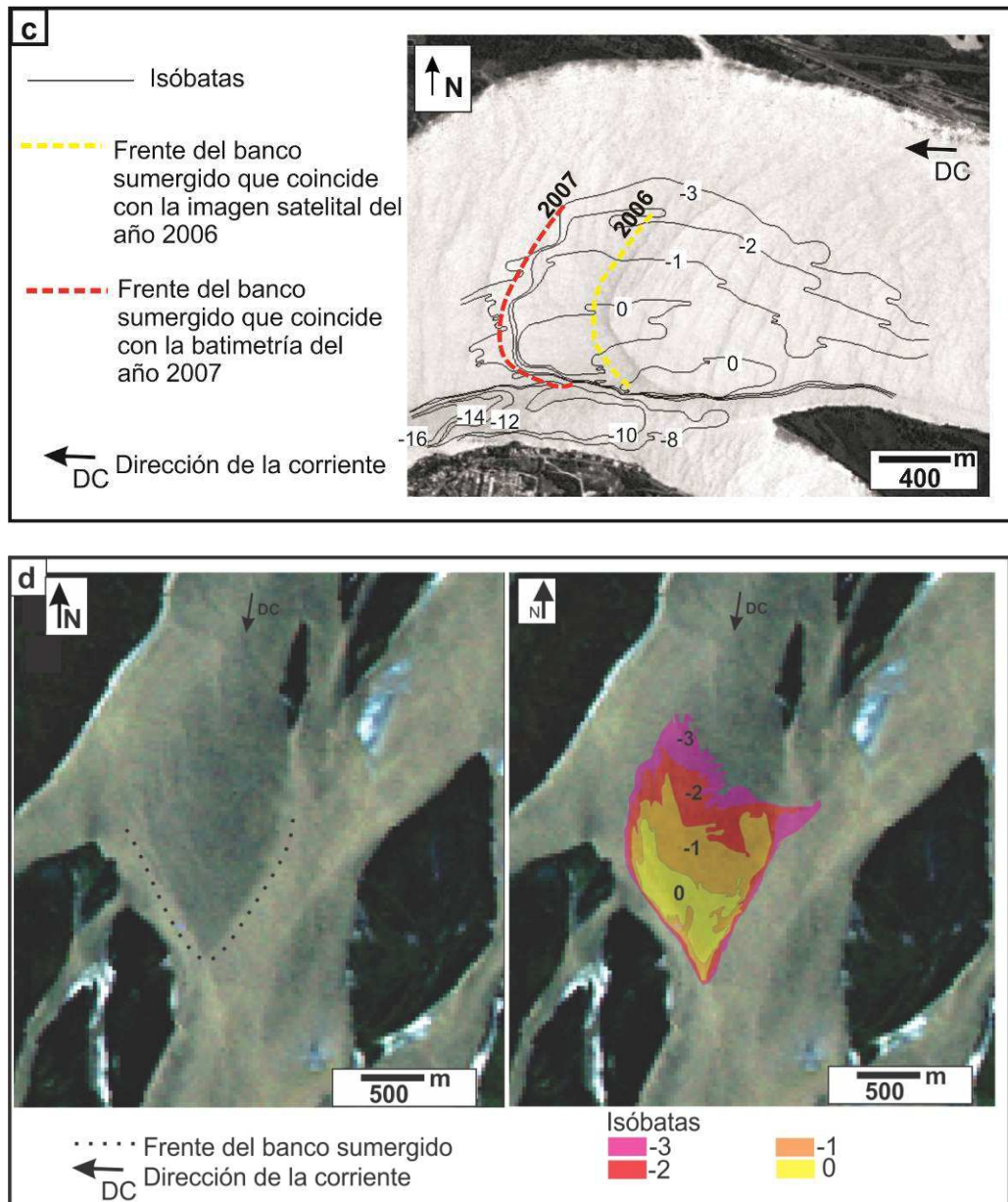
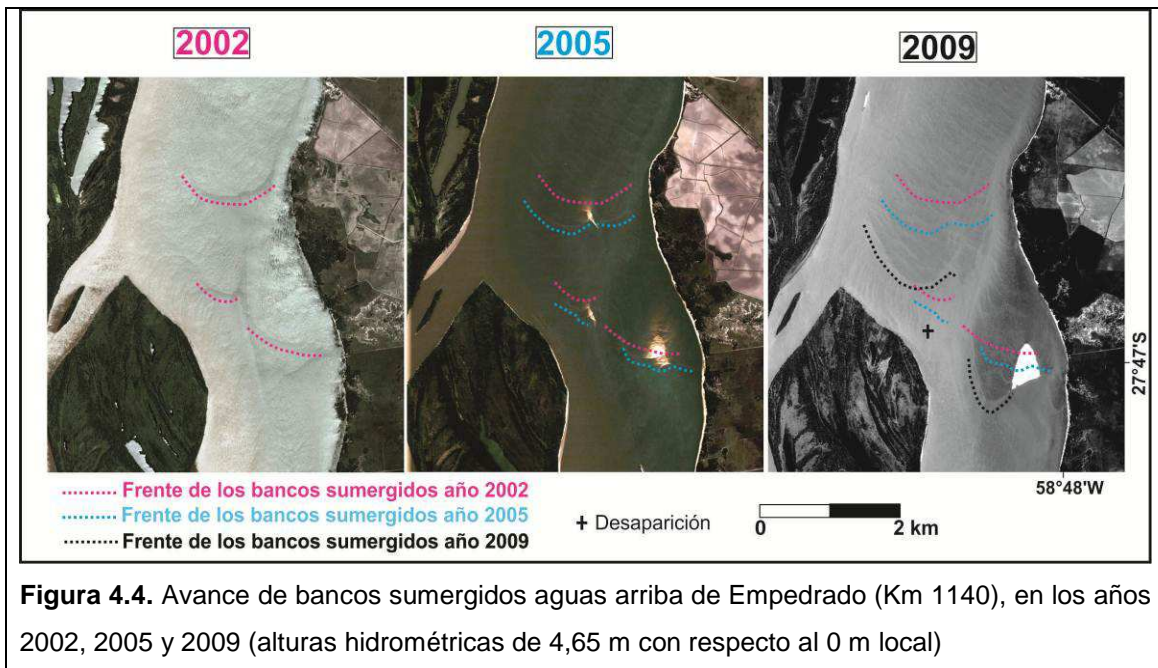


Figura 4.3 continuación; b. Zona de San Juan (Km 770); **c.** Zona de Bajada Grande (Km 594); **d.** Zona de Hernandarias (Km 670).

Sin embargo, también se ha reconocido la existencia de otras formas que pueden adoptar estos bancos, como convexas con su parte más elevada en su frente y dorso, entre otras (*fig. 4.5d*), las cuales estarían vinculadas a transformaciones causadas por las coalescencias (yuxtaposiciones) entre los propios bancos sumergidos y las interacciones de estos con los bancos emergidos, el thalweg, las islas y las márgenes del río. De la misma manera, la geometría semicircular a triangular del frente de un banco sumergido estaría relacionada con la posición que tiene el banco con respecto al thalweg (principal y secundario) y a las márgenes de islas o del río, que pueden comprimirlo por sus laterales, retardando su avance con respecto a su frente (*fig.*

4.3d).

A partir del análisis multitemporal de imágenes satelitales como las presentadas en la figura 4.4, se estimó la velocidad de desplazamiento de los bancos linguoides, resultando en tasas promedio de avance de entre 65 m por año y 210 m por año para los bancos allí mostrados. Estas cifras de movilidad de los bancos sumergidos son muy inferiores a las medidas de las dunas del río, de entre 5 y 10 m por día, según Amsler y Prendes (2000).



Un estudio más detallado en perfiles longitudinales realizados con el ADCP sobre uno de estos bancos (*fig. 4.5a-f*) permitió precisar sus características geomorfológicas e hidráulicas. De esta manera, se midieron la longitud de onda del banco, que alcanza los 1600 m, la altura máxima, que se encuentra entre los 6 y 7 m, y el ángulo de empinamiento de la cara de aguas abajo, que ronda los 2 grados. Además, se advirtió la existencia de dunas superpuestas, con una longitud de onda de entre 30 y 110 m, una altura máxima de 2 m y un empinamiento de entre 2 y 5 grados (*fig. 4.5e*). Entre las particularidades hidráulicas, las diferencias de velocidades del flujo sobre el banco fueron las más distintivas, donde las menores, alrededor de 0,2 a 0,5 m por segundo, se dan tanto en los senos de las dunas sobreimpuestas como en el seno del banco, ubicado entre la progresiva 1650 m y 1800 m (*PL y V 2*) (*fig. 4.5f*). Justamente, en el perfil transversal (*PT y V 4*, *fig. 4.5f*) se puede observar cómo esas velocidades mínimas llegan incluso hasta cerca de cero, las cuales se vinculan perfectamente con la zona de sombra del banco y con las mayores profundidades. Sobre los dorsos de

las dunas y del banco, las velocidades son intermedias, oscilando entre 1 y 1,4 m por segundo. Mientras que las máximas velocidades (mayores a 1,4 m/seg) se encuentran en las crestas de las dunas y del banco.

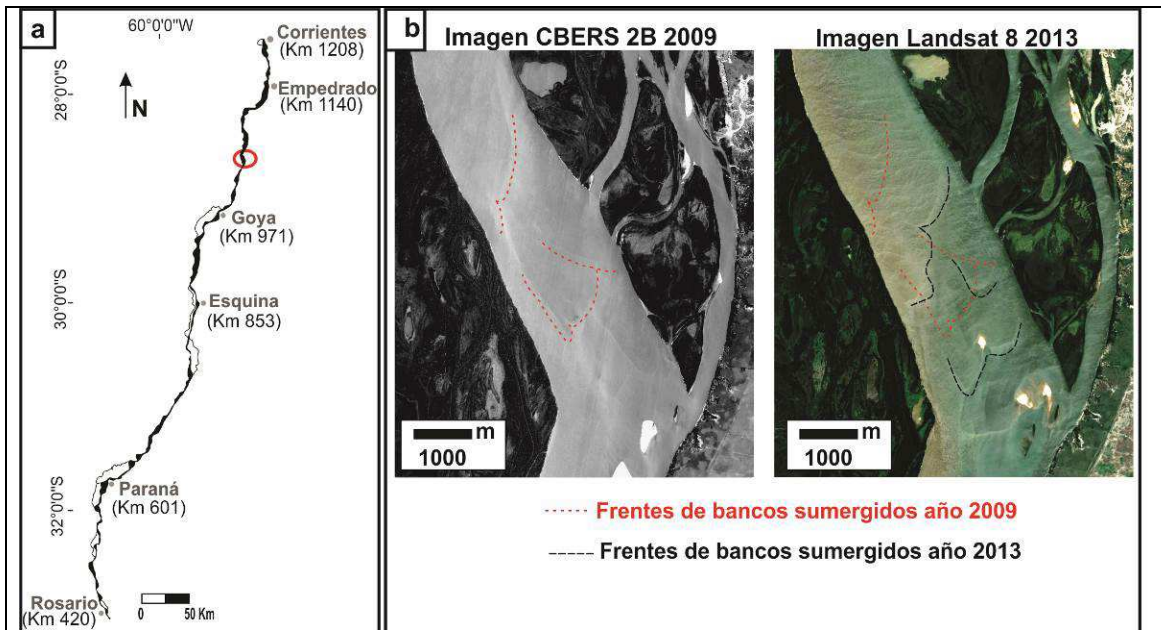


Figura 4.5a. Ubicación del sector donde se realizaron estudios de mayor detalle: batimetrías y perfiles longitudinal y transversal del fondo y velocidades del flujo; **b.** Posición y avance de los bancos sumergidos de 2009 a 2013;

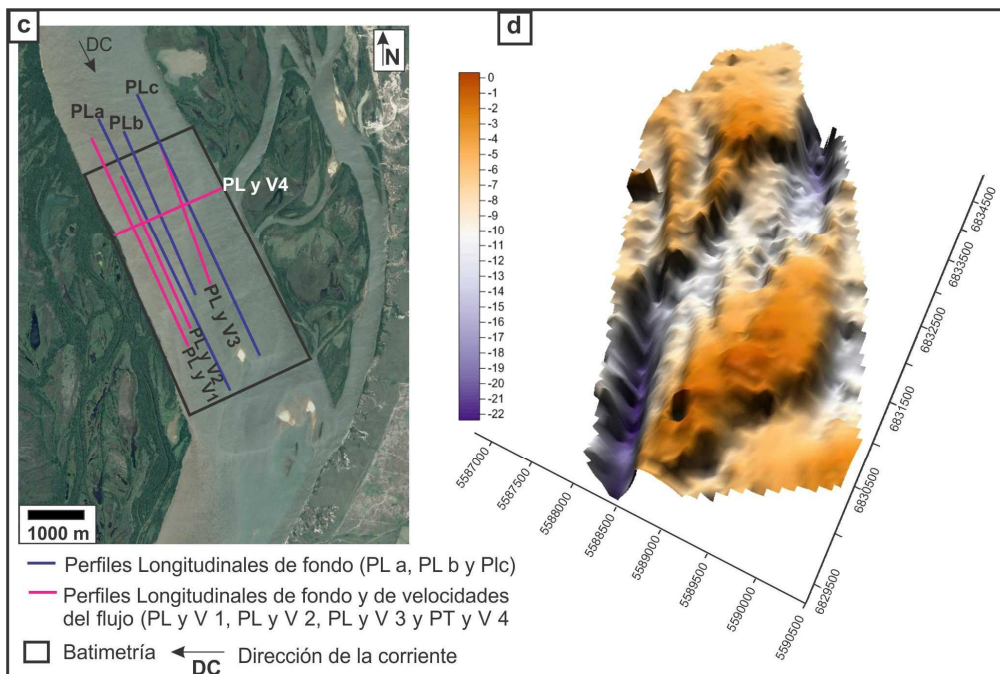


Figura 4.5 continuación; c. Distribución de los perfiles y batimetría: las líneas azules a, b y c corresponden a la ubicación de los perfiles longitudinales de fondo (PL); las líneas rosas 1, 2, y 3, a los perfiles de velocidad del flujo sobre perfiles longitudinales de fondo (PLV); la línea rosa

4, al perfil de velocidad del flujo en la dirección primaria sobre el perfil transversal de fondo (PTV); y el recuadro negro muestra la posición de la batimetría; **d.** Batimetría en 3D que muestra los bancos sumergidos múltiples;

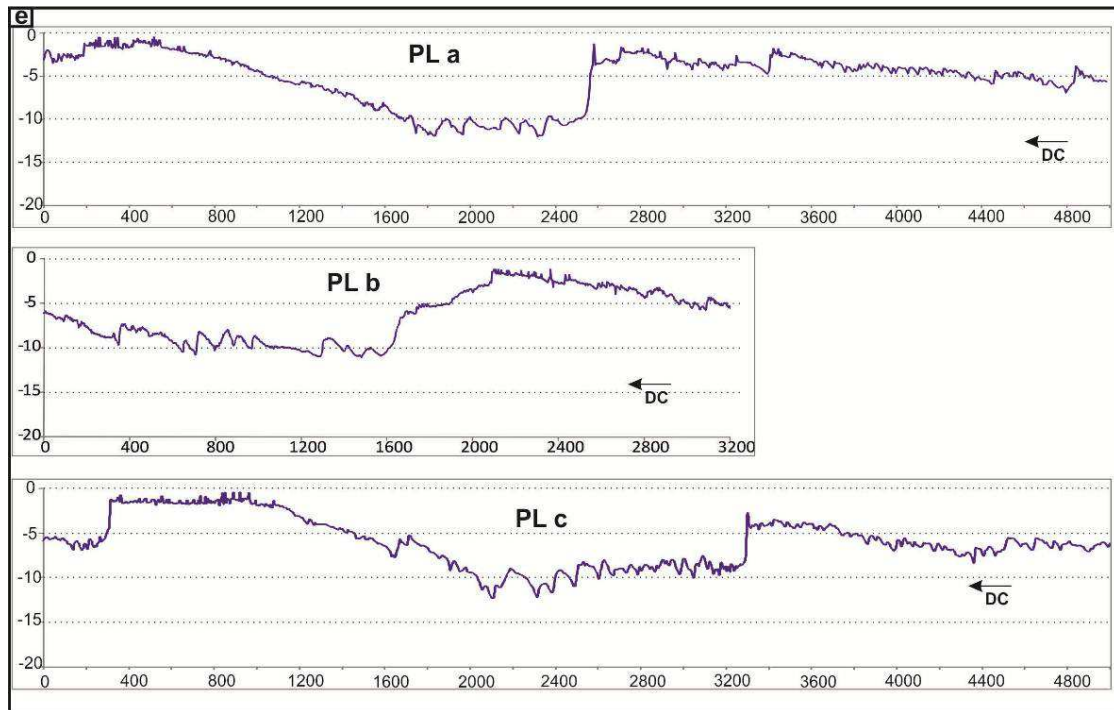
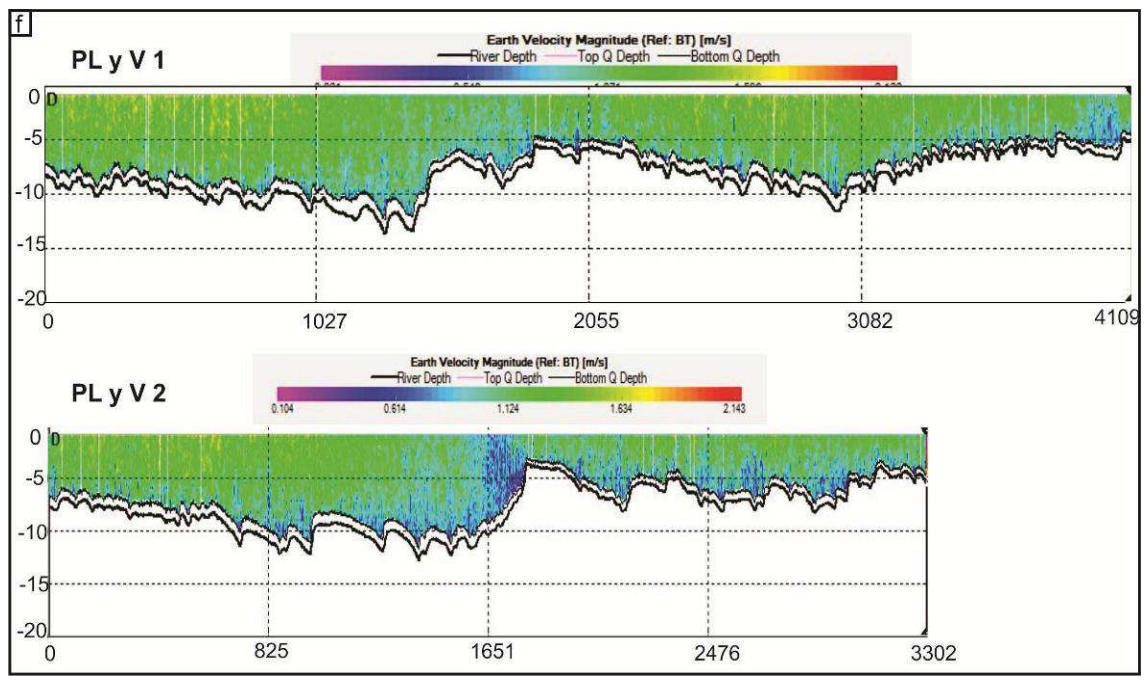


Figura 4.5 continuación; e. Perfiles longitudinales de fondo (PL) que señalan las características morfométricas de los bancos sumergidos, cuya ubicación se muestra en la figura 4.5c;



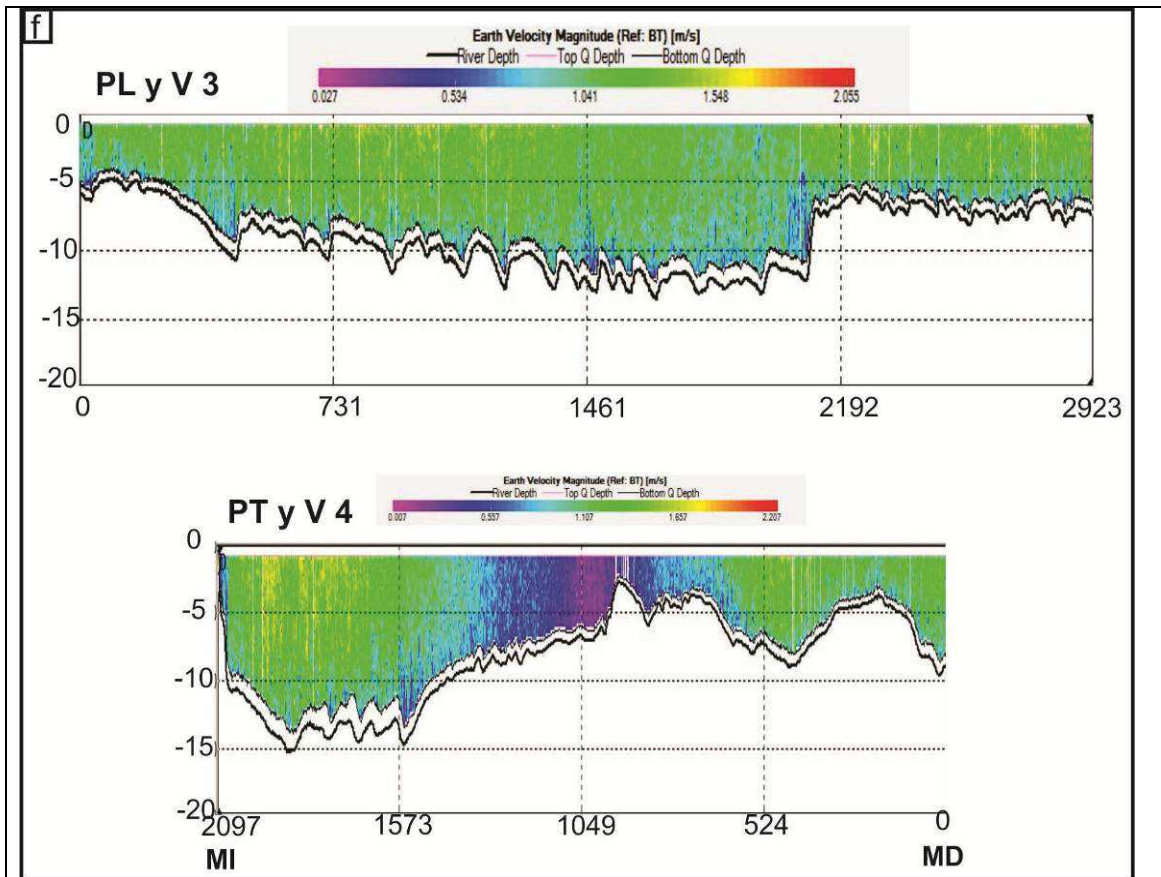


Figura 4.5 continuación; f. Perfiles de velocidad del flujo (V) sobre perfiles longitudinales (PL) correspondientes a las líneas rosas 1, 2 y 3; y perfil de velocidad del flujo en la dirección primaria, sobre perfil transversal, línea rosa 4 (MI: margen izquierda y MD: margen derecha).

En cuanto a la sedimentología de estos bancos, se tomaron tres muestras en diferentes partes de ellos (*S1-lomo*, *S2-valle* y *S3-cresta*). La figura 4.6 ilustra la granulometría de cada una de ellas. En ella se observa que, si bien las tres muestras tienen una distribución granulométrica casi idéntica, todas son arenas medias con gravas finas subordinadas, moderadamente bien seleccionadas a moderadas, y tienen ciertas particularidades, como por ejemplo que la media geométrica aumenta desde el lomo a la cresta (*S1*: 311,5 μm , *S2*: 361,9 μm y *S3*: 430,4 μm) y la asimetría es negativa en el lomo, positiva en el valle y muy positiva en la cresta, mientras que la curtosis se mantiene unimodal (leptocúrtica) para todas.

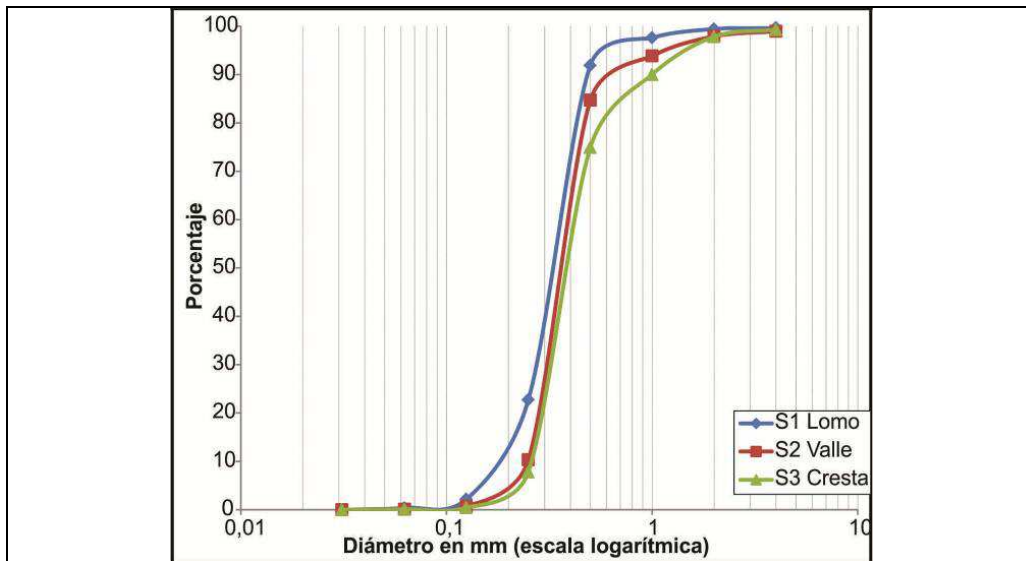


Figura 4.6. Distribución granulométrica acumulada de tres partes de un banco sumergido linguoide.

En referencia a la frecuencia de aparición de los bancos sumergidos, hay que recordar que el río Paraná Medio se caracteriza por la abundancia de islas en relación a los bancos emergidos para situaciones de aguas medias-bajas o mayores; sin embargo, la cantidad de los bancos sumergidos es superior a la de las islas de cauce de similar tamaño (*fig. 4.7*), pudiendo aparecer en forma individual o coalescente, tanto en el centro del cauce como asociados a las márgenes del río o de islas.

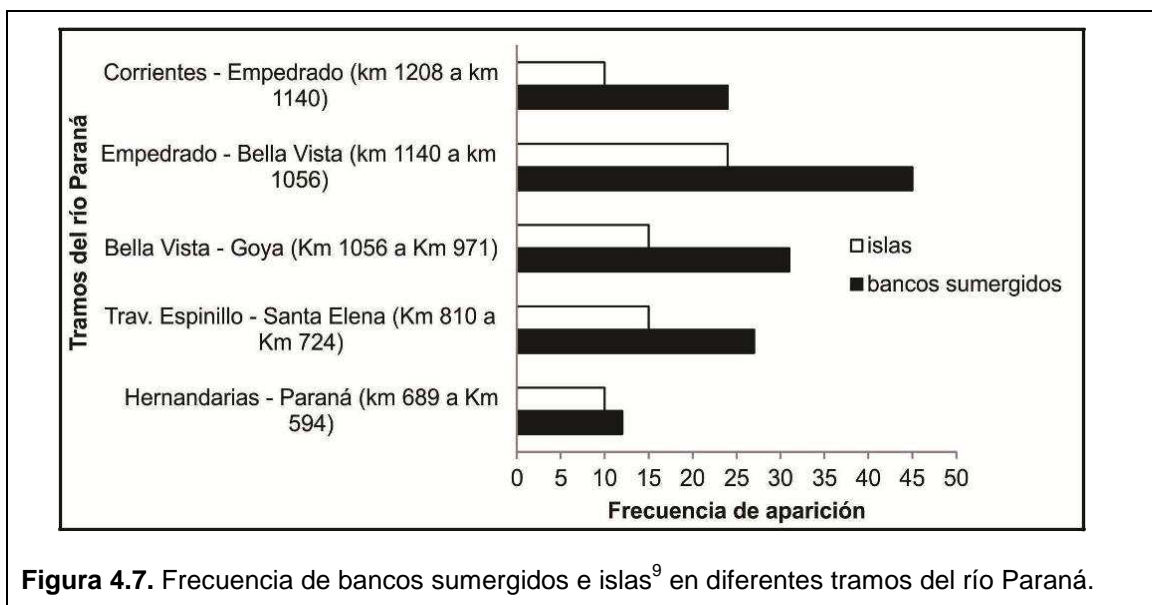


Figura 4.7. Frecuencia de bancos sumergidos e islas⁹ en diferentes tramos del río Paraná.

⁹ Sólo se enumeran las islas de similar tamaño a los bancos sumergidos del tramo.

4.4.2.2. Bancos emergidos

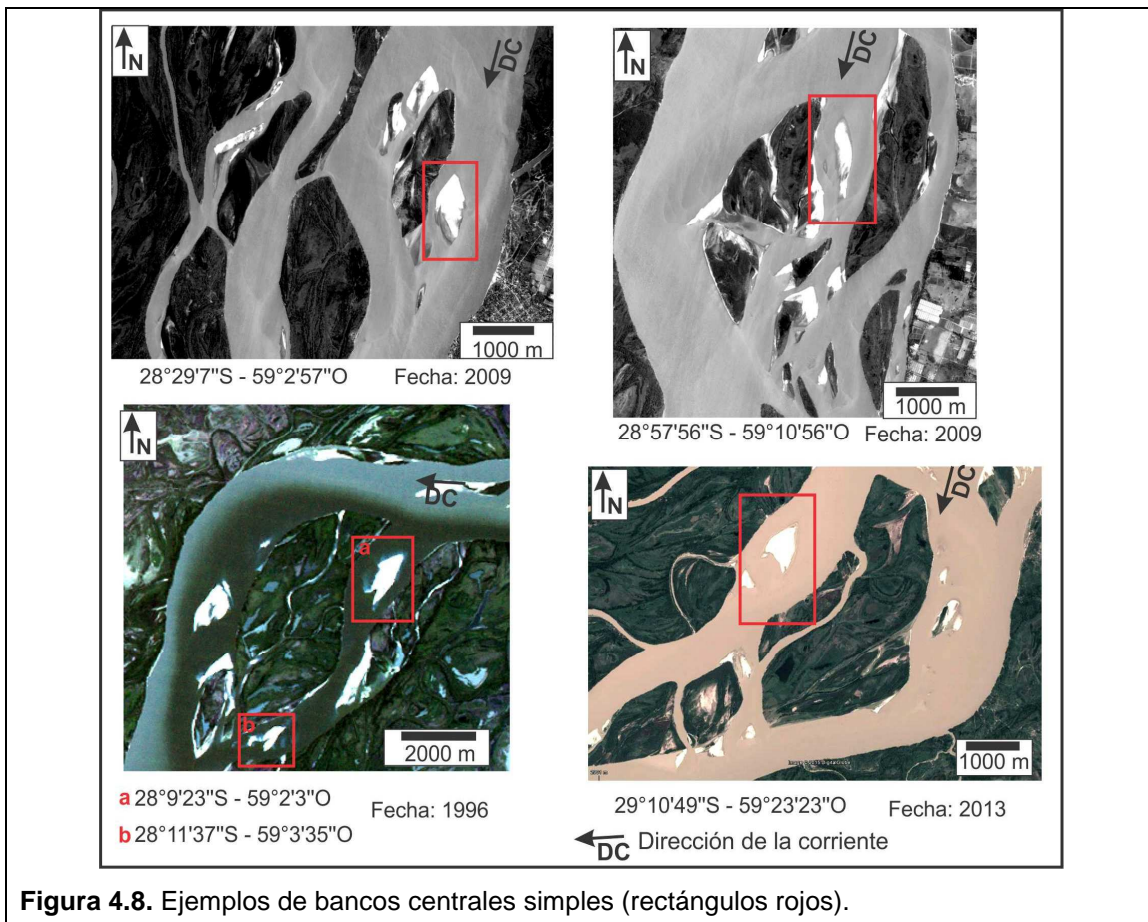
4.4.2.2.a. Desvinculados de las islas: A. Libres

Bancos centrales permanentes simples

En esta categoría entran todos los bancos de arena que se ubican sobre todo en el centro de brazos menores, en vínculo con condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas propicias para la deposición de las arenas. Una vez generado ese centro agradacional, este sigue atrapando sedimentos y crece en planta y verticalmente hasta que es colonizado por vegetación, la cual se vuelve permanente y el banco se transforma en isla de cauce.

En el caso del río Paraná Medio, este proceso es el principal responsable de la formación de islas generalmente de tamaños reducidos, aunque se pueden unir aumentando así su área. Estas se ubican mayormente en los brazos del río que no contiene el thalweg. La figura 4.8 indica ejemplos de este modelo.

La configuración geométrica en planta es diversa, generalmente ovalada, alargada o triangular, con tamaños que no superan los 0,5 km².



Bancos centrales permanentes complejos unitarios

Presentan una configuración en planta bastante variable, dependiendo del espacio disponible, con formas triangulares simétricas o asimétricas, en "V", ovaladas y alargadas, de las cuales estas últimas son las más comunes (*fig. 4.9*); generalmente, no cambian su configuración a medida que van creciendo. Su relación ancho-largo habitualmente es de aproximadamente 1:2, mientras que sus anchos medios ocupan un promedio del 35% del ancho del cauce principal en donde se encuentran, pudiendo extenderse hasta el 50%.

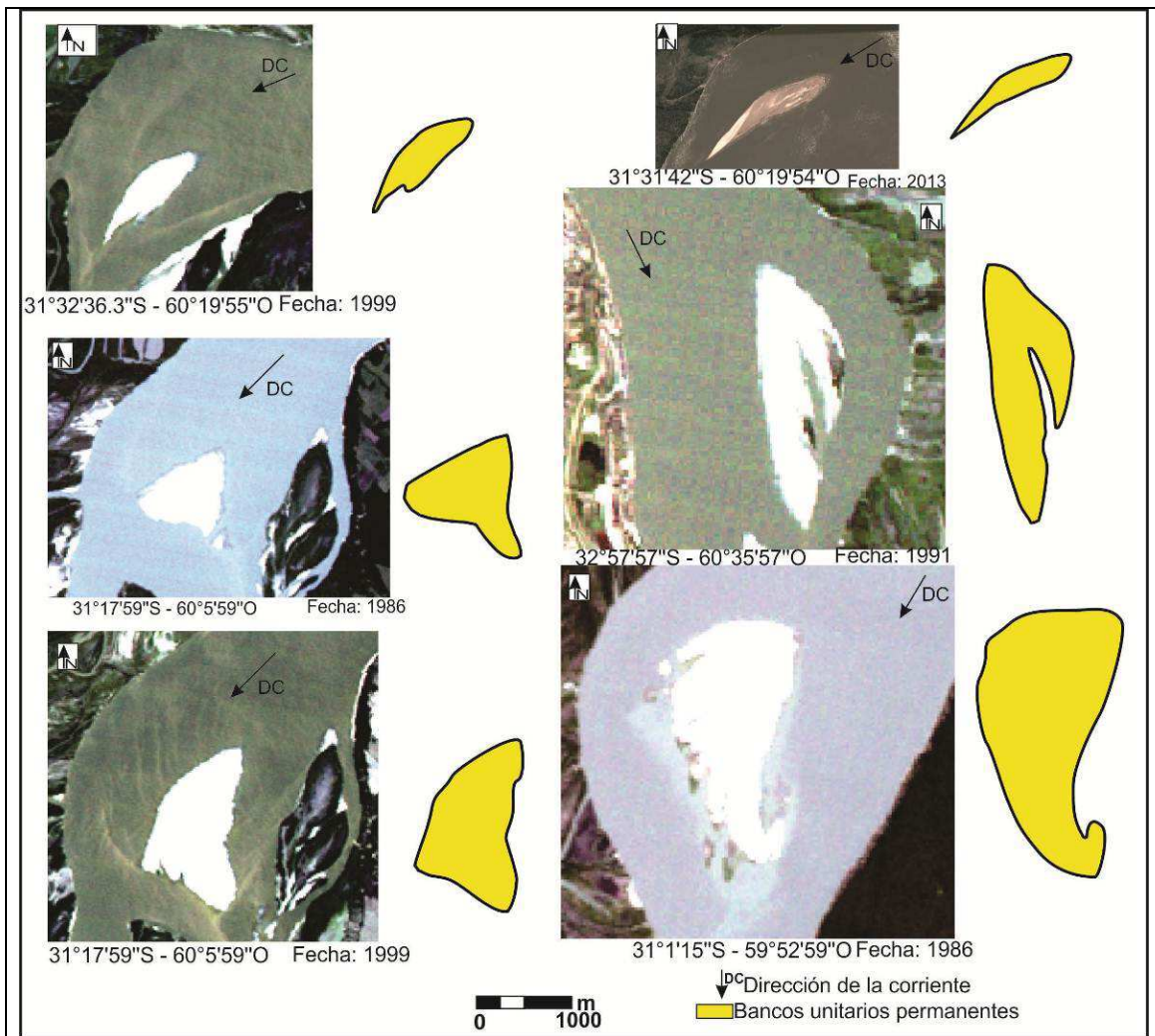


Figura 4.9. Formas geométricas de los bancos centrales permanentes unitarios complejos.

Estos bancos pueden alcanzar tamaños relativamente grandes antes de comenzar a vegetarse en comparación a otros, con un área promedio máxima de emergencia de 2 km² para aquellos medidos en los últimos 32 años (el área máxima registrada fue de 4 km²).

Los sectores del río en donde es común su formación tienen una configuración en planta semejante a un rosario, de tramos ensanchados (ancho medio, sin considerar

las islas, de 2000 a 3000 m, con profundidades regulares de 5 a 8 m), seguidos por tramos estrechos (ancho medio de 600 a 1200 m, con profundidades medias de 15 a 25 m). Además, están limitados por una margen de fácil erodabilidad (planicie aluvial formada por materiales friables), mientras que la otra es una margen resistente y de mayor antigüedad (formaciones del Terciario). Otra característica de estos tramos es la alta sinuosidad del thalweg, que se identifica por tener una relativa uniformidad en los radios de curvatura de sus ondas. Demás parámetros morfométricos de estos sectores se presentan en el capítulo 5.

La ocurrencia de estos bancos es una consecuencia de los cambios en el desplazamiento del thalweg (aumento de sinuosidad). A medida que este exagera su onda, se forma detrás de él una plataforma sobre la cual se desarrollan y emergen los bancos centrales permanentes unitarios, separados por brazos someros (*fig. 4.10*). La figura 4.11 ejemplifica lo anterior mostrando la evolución transversal aguas abajo de Curtiembre, sector donde el thalweg desde la década del 50 comienza a exagerar su onda (expandirse y trasladarse) de manera continua hasta la actualidad. Esto promovió la formación de una plataforma, que se observa en la figura 4.11 (año 1971), sobre la cual posteriormente se desarrollaron los bancos centrales permanentes unitarios, que se originaron a igual ritmo que la exageración de la onda del thalweg. La plataforma se expandió hacia la izquierda y tuvo un crecimiento vertical heterogéneo, debido a los bancos que se formaron por encima de ella, llegando a evolucionar a islas del cauce. A su vez, el brazo izquierdo, que bordea por el otro lado a la plataforma, se profundizó y aumentó su ancho. Otros datos, como la variación de volúmenes del brazo que contiene el thalweg y el brazo izquierdo, las dimensiones de la tasa de expansión de la onda del thalweg, bancos e islas, y el transporte de sedimentos en este tramo se dan en el capítulo 6.

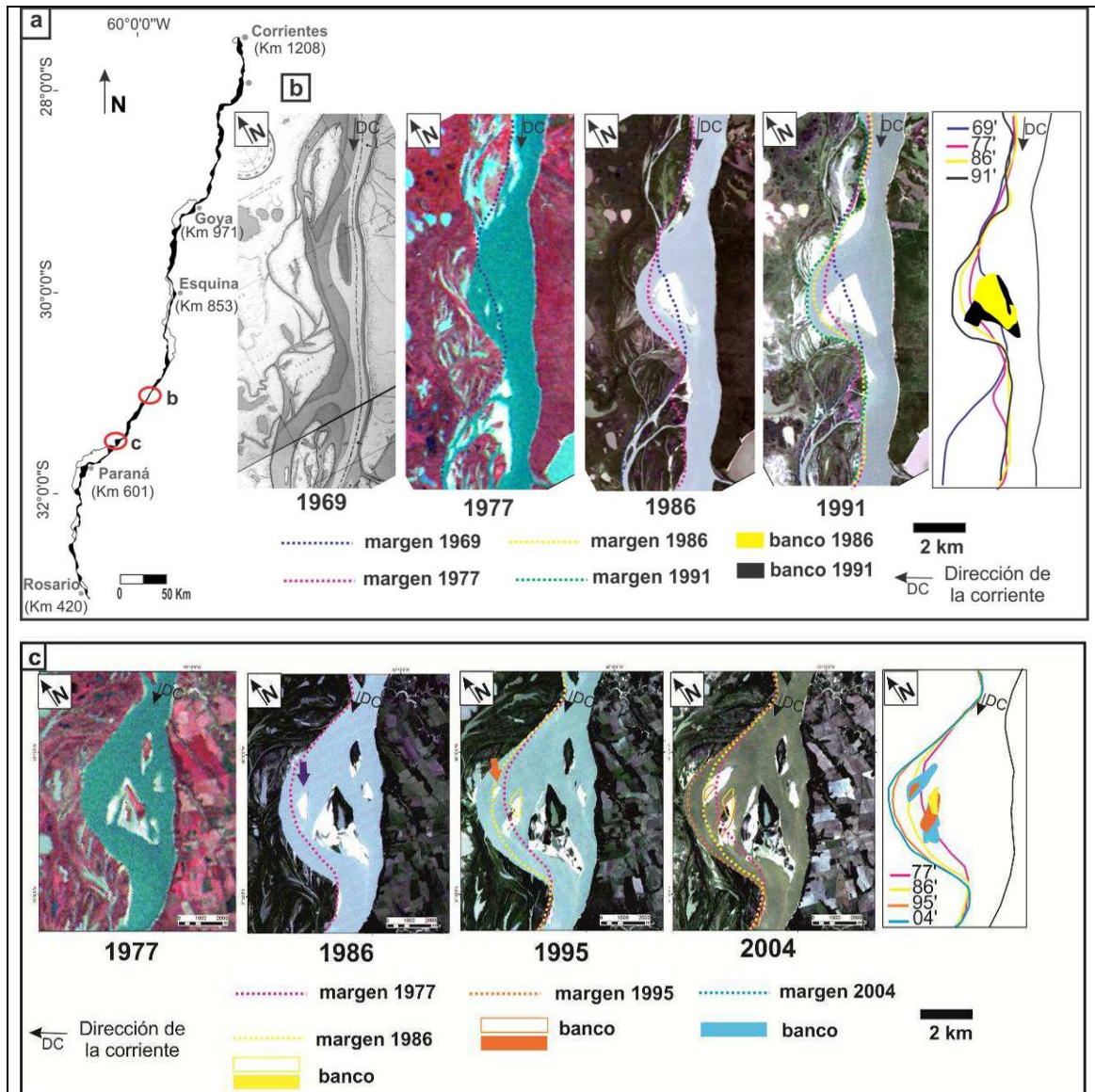


Figura 4.10a. Ejemplo de secuencia evolutiva de bancos permanentes unitarios asociados a la divagación lateral del thalweg; **b.** Emergencia de un gran banco central permanente unitario que creció con el aumento de la amplitud de la onda del thalweg; **c.** Emergencia secuencial de bancos centrales permanentes unitarios a medida que se produce una exageración de la onda del thalweg. Las flechas violeta y naranja muestran la aparición de estos bancos. Se indica, en trazas discontinuas, la posición anterior de la margen en cada imagen satelital. Al final de cada secuencia se resalta la evolución de la margen derecha, la formación y el crecimiento de estos tipos de bancos.

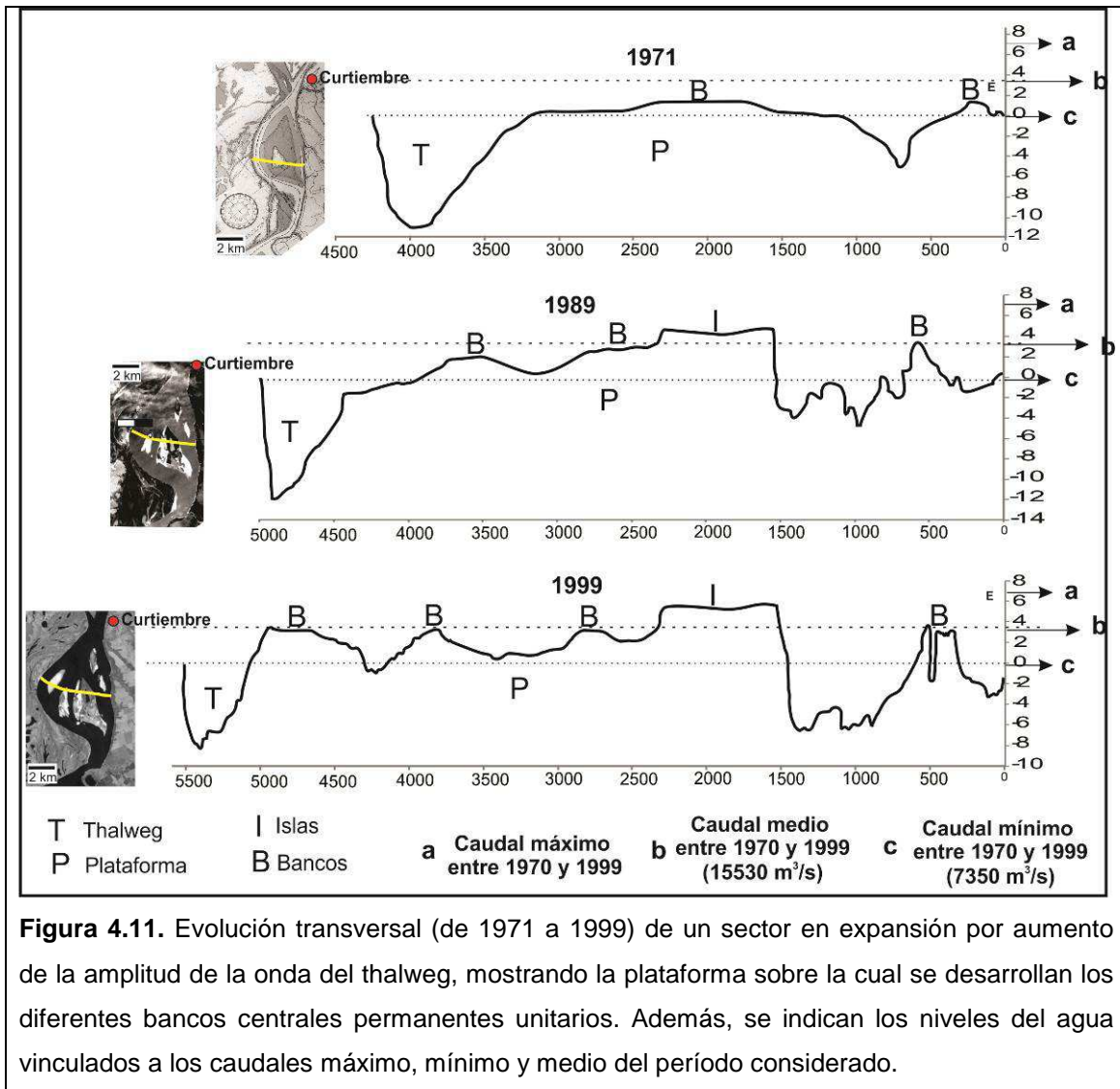


Figura 4.11. Evolución transversal (de 1971 a 1999) de un sector en expansión por aumento de la amplitud de la onda del thalweg, mostrando la plataforma sobre la cual se desarrollan los diferentes bancos centrales permanentes unitarios. Además, se indican los niveles del agua vinculados a los caudales máximo, mínimo y medio del período considerado.

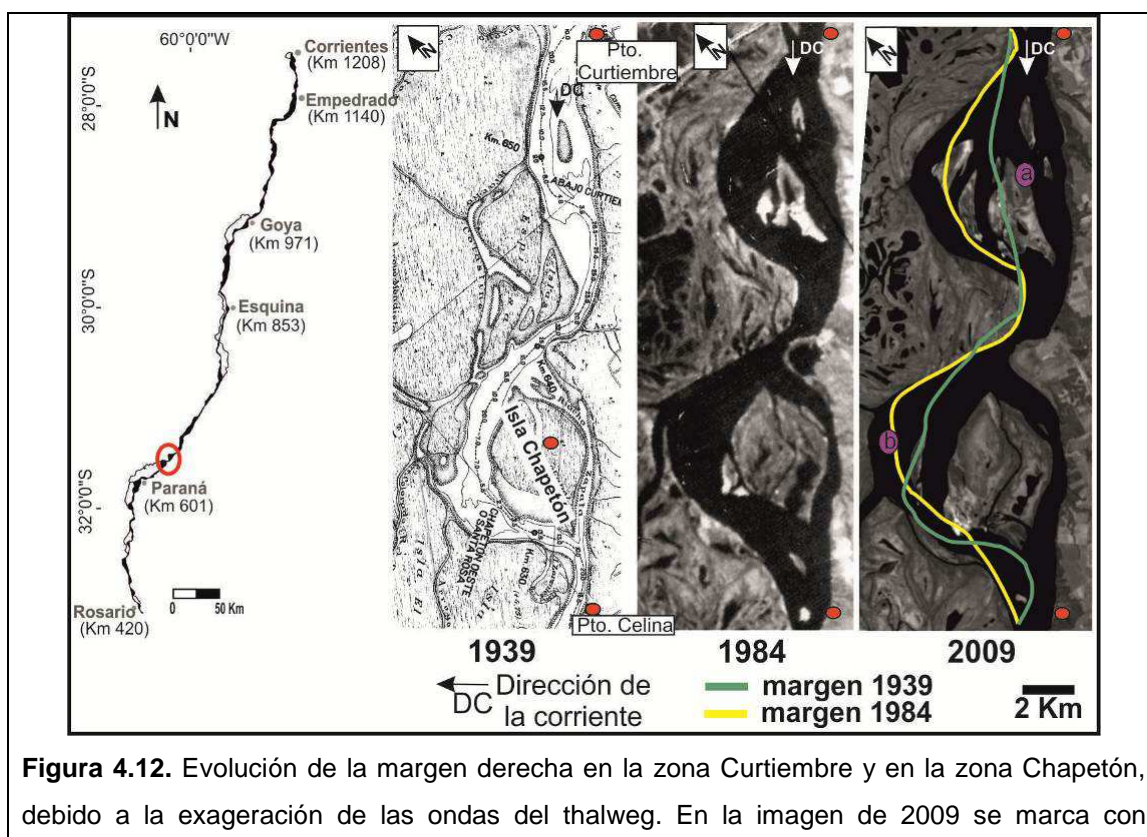
Si bien hay varios estudios sobre el comportamiento del thalweg principal en este gran río (Toniolo *et al.*, 1999; Ramonell *et al.*, 2000; Ramonell 2005), todavía no está muy claro si existe algún componente que contribuya a la meandrificación del thalweg en sectores específicos. A partir de un análisis minucioso de la evolución espacio-temporal de determinadas ondas, se pudo advertir aguas abajo de diez tramos con futuras expansiones de la onda del thalweg la deposición de bancos asociados a la margen del río o de una isla. El estrechamiento provocado por esos bancos podría ser el causal del aumento de la amplitud de la onda aguas arriba. Este proceso de ampliación de la sinuosidad de la onda debido a una constricción aguas abajo ya había sido observado y analizado tanto en laboratorio por Jin y Schumm (1986, en Schumm *et al.*, 1987) como en un río meandriforme de la región (Bermejo) por Ramonell *et al.*, 2007.

En cuanto al ritmo de exageración, traslación y/o rotación de las ondas del thalweg, está sujeto a las características sedimentológicas y geomorfológicas de la planicie. De

esta manera, las márgenes conformadas por islas adosadas generalmente son las unidades geomorfológicas más fáciles de erosionar. Por otra parte, la existencia de unidades geomorfológicas antiguas, formadas principalmente por arcillas duras, causa distorsiones (irregularidades) en la onda del thalweg, suscitando su traslación y/o rotación, quedando afectada la dirección preferencial de crecimiento de los bancos. Ejemplos de estas particularidades se dan en la tabla 5.6 del capítulo 5.

La frecuencia de formación de estos bancos es muy baja en comparación con los otros tipos de bancos del cauce (*fig.4.42b en ítem 4.4.3.2*), lo cual estaría relacionado con las características específicas que se deben cumplir para que estos se originen. Sin embargo, la identificación de este tipo de banco nos está señalando la existencia de un desplazamiento importante del thalweg, y que en un futuro (no lejano) ese banco evolucionará en una isla, cambiando por completo la configuración en planta del sector. Esto lleva a uno de los procesos mediante los cuales se origina el patrón *anabranching*.

El sitio de observación y las tomas de muestras de esta clase de bancos se ubican en un tramo del río que se identifica por estar formado por dos sucesivos ensanchamientos, resultado del incremento progresivo en amplitud de los meandros del thalweg hacia el noroeste, seguido por el corrimiento de la margen derecha en igual sentido (*fig. 4.12*).



círculos rosas los lugares donde se realizaron descripciones sedimentológicas (*fig. 4.13 y 4.14*).

Como se ha expresado anteriormente, las consecuencias de esos desplazamientos fueron la ampliación de las áreas del cauce y la formación de estos tipos de bancos generados por el corrimiento del thalweg. Para el estudio de la sedimentología y geomorfología se recurrió a dos bancos en estadios evolutivos muy distintos, pero de igual génesis. Uno se encuentra subyacente, con más de 2 m de sedimentos finos sobreimpuesto, sustenta vegetación arbórea y conforma actualmente el núcleo de una isla de 36 años de antigüedad (*fig. 4.12, círculo rosa a*); mientras que el otro emergió en el año 2009 (*fig. 4.12, círculo rosa b*). De esta manera, las descripciones geomorfológicas y sedimentológicas más superficiales se efectuaron en el banco más joven, mientras que el arreglo sedimentario a mayor profundidad se realizó en el banco más evolucionado.

El banco joven tiene un tamaño mediano, con un área de emergencia actual del orden de los 0,3 km² (en aguas bajas), y una forma en planta similar a una gota de agua (*fig. 4.13a yb*). En el campo se pudieron distinguir dos zonas. Una es de topografía más elevada, que se corresponde con el área que emergió primero, con una altura de 3,17 m con respecto a la isóbata de cero metro referido al puerto más cercano (Puerto Paraná, Hhp 2,43 m). Dicha zona se caracteriza por un relieve disipado de dunas y desniveles internos, producto del escurrimiento del agua en la superficie en dirección de la corriente. A su vez, se encuentra colonizada por vegetación pionera, todavía dispersa y ahogada por sedimentos finos depositados en la última crecida (*fig. 4.13.b1*). La otra zona se corresponde con la porción apical y lateral del banco, y está conformada por dunas en 3D (*fig. 4.13.b2*) compuestas por arenas finas a muy finas y óndulas que las cubren. Con respecto a la sedimentología de este banco, se logró colocar una trampa sedimentaria en niveles de aguas bajas (Hhp Paraná 2,52 m) a comienzos del año 2013, sobre la superficie más elevada del banco. En octubre del mismo año, después del paso de la crecida ordinaria, se volvió al sitio de la trampa y esta se hallaba a una profundidad de 60 cm. En ese mismo lugar se realizó una calicata de 74 cm, sobrepasando la trampa hasta alcanzar el agua (*fig. 4.13c*), que está conformada por sedimentos mayoritariamente finos depositados en distintas condiciones hidrométricas (*fig. 4.13d*), los cuales se pueden diferenciar en tres fases deposicionales. La primera, correspondiente a la base de la calicata, está integrada por arenas muy finas sapropélicas, con limo subordinado, de color gris, y pertenece a una sedimentación de condiciones hidráulicas tranquilas y de aguas bajas; en su techo se había apoyado la trampa sedimentológica. Hacia arriba,

marcando la segunda fase, se depositaron arenas muy finas limosas de color pardo rojizo, organizadas en una laminación paralela, con materia orgánica levemente descompuesta. Esta capa corresponde al período de aguas medias altas (*fig. 4.13d*), coincidente con el lapso de mayor concentración de limos en el sistema (marzo-abril) (Drago y Amsler, 1988). Por encima dominan las arenas finas y muy finas, mientras que el limo se encuentra subordinado, y la estructura interna es *flaser* en su base, pasando hacia arriba a óndulas. Esta última fase granocreciente señala un aumento del nivel del agua y coincide con el pico de la crecida.

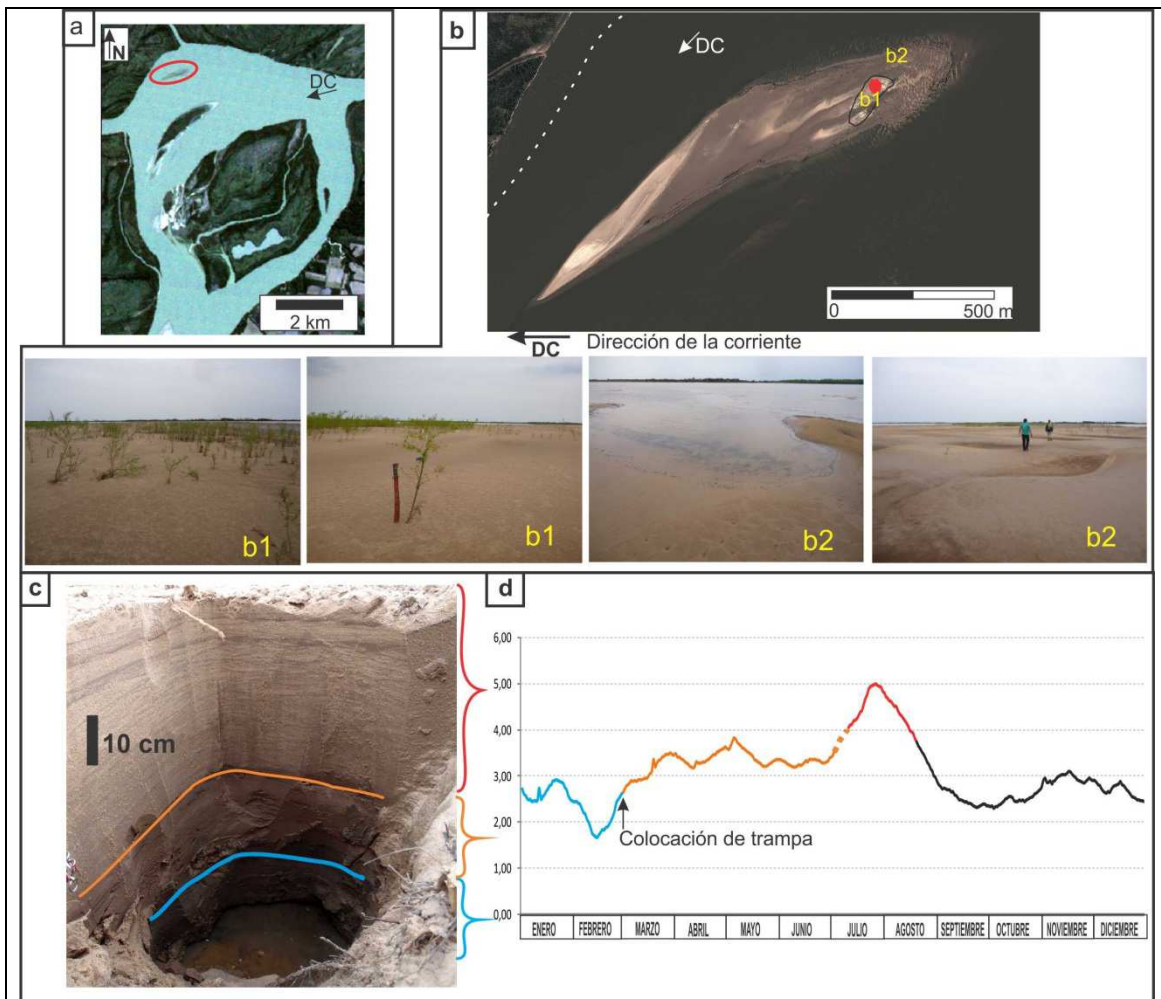


Figura 4.13.a. Ubicación del banco central permanente unitario más joven, donde se realizaron las tareas de campo (*para ubicación en el tramo, ver fig. 4.12*); **b.** Imagen satelital en detalle que señala en trazas discontinuas blancas la posición del thalweg; en traza continua negra, la zona del banco que emergió primero; en el círculo rojo, ubicación de la calicata; b1 y b2 corresponden a ambientes característicos del banco; **c.** Calicata realizada en el banco; la línea celeste indica el lugar donde se apoyó la trampa sedimentológica; la línea naranja marca el techo de la capa limosa, correspondiente al inicio de la crecida; **d.** Hidrograma correspondiente a la deposición de los sedimentos que se señalan en la calicata; en traza celeste se marca la altura del agua antes de la colocación de la trampa; en naranja, el período de deposición de la

capa limosa; y en rojo, el pico de la crecida que deposita las arenas.

Por otro lado, el banco más antiguo, que hoy es parte de una isla (*fig. 4.12, círculo rosa a; y fig. 4.14*), fue el primero en originarse en esa zona de expansión (*fig. 4.11*), emergiendo en la década del 60. El techo del banco se encuentra a 2,26 m con respecto a la isóbata del cero metro referido al puerto más cercano (Puerto Paraná), donde los 36 cm superiores se describen a partir del afloramiento en la margen (*fig. 4.14*) y el resto se analizó a partir de una perforación de 150 cm, por lo que se obtuvo una descripción total de 186 cm (*fig. 4.14*). De esta manera, se identificaron dos fases deposicionales originadas en distintos eventos hidrométricos. Así, la base de la perforación (*fase 1*) comienza con una capa centimétrica de arenas muy finas limosas, de color pardo oscuro, interestratificadas con láminas de arenas finas a muy finas. Suprayace una capa de espesor semejante a la anterior, de arenas finas a muy finas, limpias, de color pardo claro. Por encima, se continúa una capa limosa de color pardo oscuro con algunas motas negras, señalando vestigios de materia orgánica, interestratificadas con láminas de arenas muy finas. Estas tres capas presentan una estratificación interna dispuesta en láminas paralelas a sinusoidales. Esta primera secuencia podría corresponder a un evento pequeño de crecida, donde el pico del mismo estaría centrado en las arenas finas limpias, mientras que las capas con limos, de la base y del techo, corresponderían a condiciones hidráulicas más tranquilas de las ramas ascendente y descendente de la crecida. Por encima, se encuentra la fase 2, conformada por un coset de arenas medias y finas, integrado a su vez por dos subcosets. Cada uno de estos está formado por tres secuencias deposicionales que indican un aumento progresivo de las condiciones hidráulicas, ya que comienza con un depósito de bajo régimen formado mediante la migración de óndulas, las cuales configuraron una laminación entrecruzada a paralela. Suprayace un set formado por migración de dunas 2D, compuesto por capas con estratificación entrecruzada planar, lo cual indica un aumento en el nivel del agua. Por último, se depositaron, en condiciones de fondo plano de alta energía, arenas medias a finas con laminación horizontal (*fig. 4.14*).

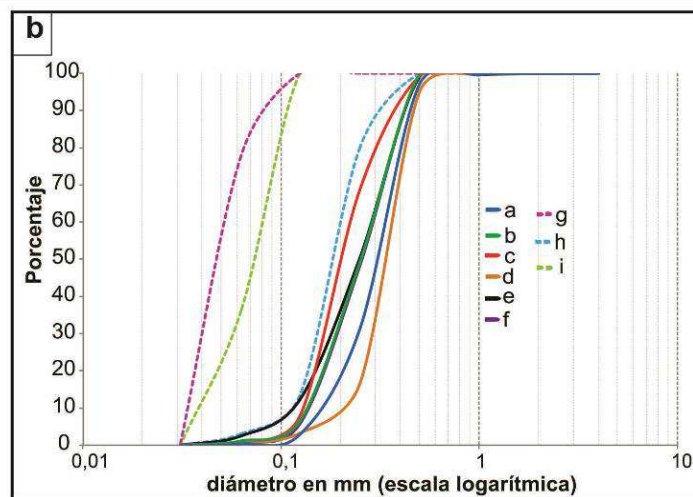
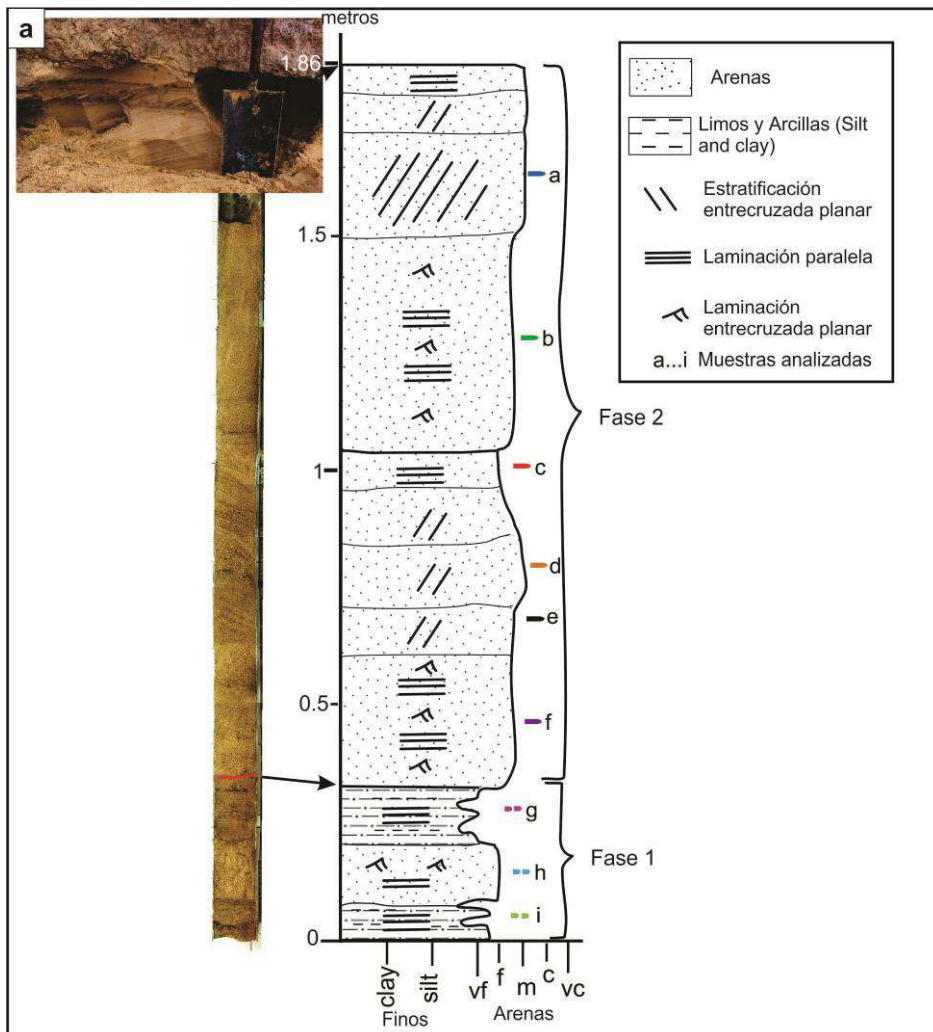


Figura 4.14a. Perfil sedimentológico del banco (su ubicación es el punto rosa a de la figura 4.12), señalando las dos fases deposicionales y las muestras analizadas; **b.** Gráfico de distribución granulométrica.

Bancos centrales permanentes complejos múltiples

Los bancos así denominados se caracterizan por emerger en grupos, con tamaños individuales relativamente pequeños, que varían entre los 0,1 y 0,3 km², con máximos de 0,5 km². En cuanto a la geometría en planta de los mismos, es bastante uniforme, debido a que generalmente tienden a desarrollar morfologías alargadas (relación ancho-largo 1:2) y triangulares (fig. 4.15).

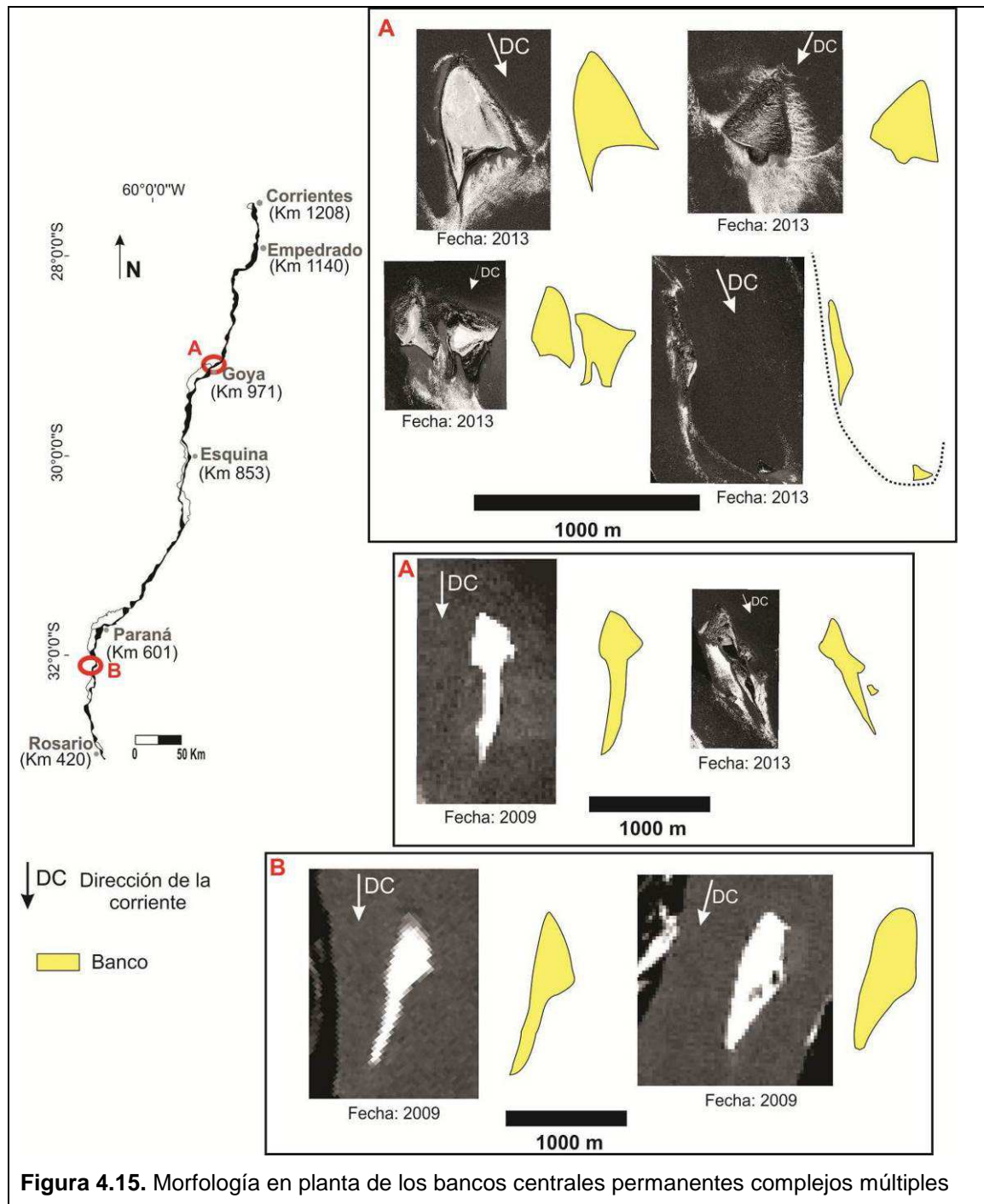


Figura 4.15. Morfología en planta de los bancos centrales permanentes complejos múltiples

Los sectores del río en donde se desarrollan tienen ciertas particularidades, como poseer un thalweg principal y otro secundario, ubicados más o menos paralelos entre sí, con ambas márgenes compuestas por materiales de fácil erodabilidad. La manera en que se produce la emergencia de estos bancos es semejante a la de los bancos centrales permanentes unitarios, generados por una ampliación del ancho del cauce. Sin embargo, en estos tramos el incremento del espacio se produce por erosión de ambas márgenes del río, donde el thalweg secundario exagera su onda, siendo el responsable primordial de la erosión, mientras que el principal solamente tiene un corrimiento lateral paralelo a su traza anterior. Otra característica significativa es el lento ritmo de migración del thalweg, lo que podría estar vinculado a las pequeñas dimensiones de emergencia de estos bancos.

Ejemplo de un sector donde se originaron estas geoformas se muestra en la figura 4.16, donde se advierte que en 1960 ambas márgenes del río se mantenían paralelas y rectas entre sí, mientras que el thalweg principal tenía una leve sinuosidad, según lo observado en la batimetría de 1969. Para el año 1977, en ese sector se produce una sedimentación con emergencia de bancos asociados a la margen derecha (*fig. 4.16, círculo amarillo*), generando un estrechamiento que se acentúa y estabiliza al vegetarse el banco en los años posteriores (desde 1986 en adelante). Este proceso, ya comentado anteriormente (en bancos permanentes unitarios), fue lo que causó en este caso la exageración de la onda del thalweg secundario, ayudado por el direccionamiento natural que tiene el flujo general en la entrada del tramo (*fig. 4.16*) y favorecido por una baja resistencia a la erosión de la margen. De este modo, se creó el modelo de cauce característico de este río, de un tramo ensanchado (con bancos e islas) seguido por otro estrecho. En este caso, la ampliación del cauce estuvo también ayudada por el corrimiento lateral del thalweg principal, que erosionó la margen izquierda. Sin embargo, a pesar de esto último, la tasa de erosión de ambas márgenes fue lenta y gradual (exageración de la onda del thalweg secundario de 22 m/año y corrimiento del thalweg principal de 11 m/año), lo que condujo una emergencia de bancos de pequeñas dimensiones, los cuales se estabilizaron con vegetación y formaron pequeñas islas. La evolución más detallada y hasta la actualidad de esta zona se muestra en el capítulo 5, que trata sobre islas.

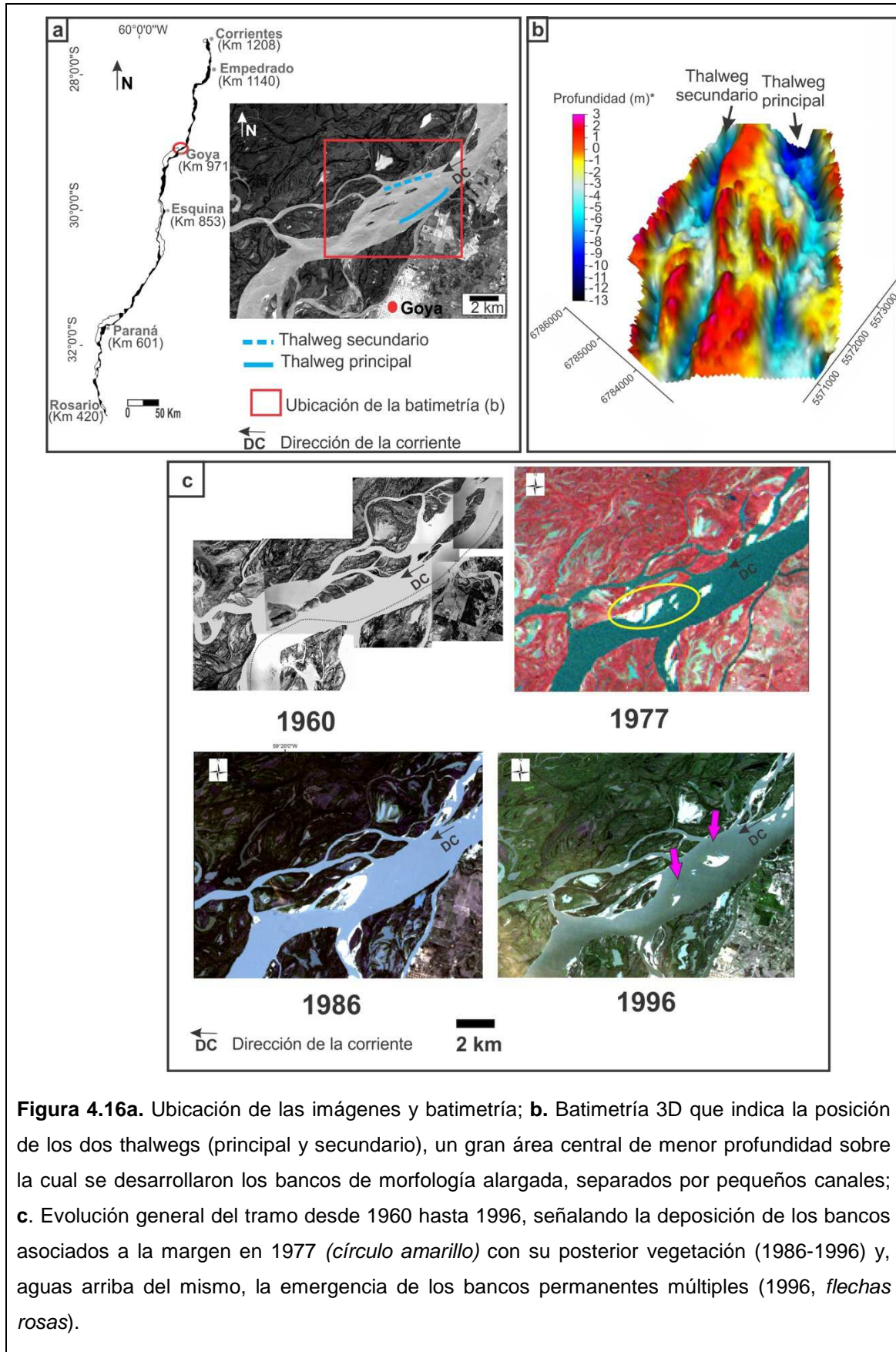


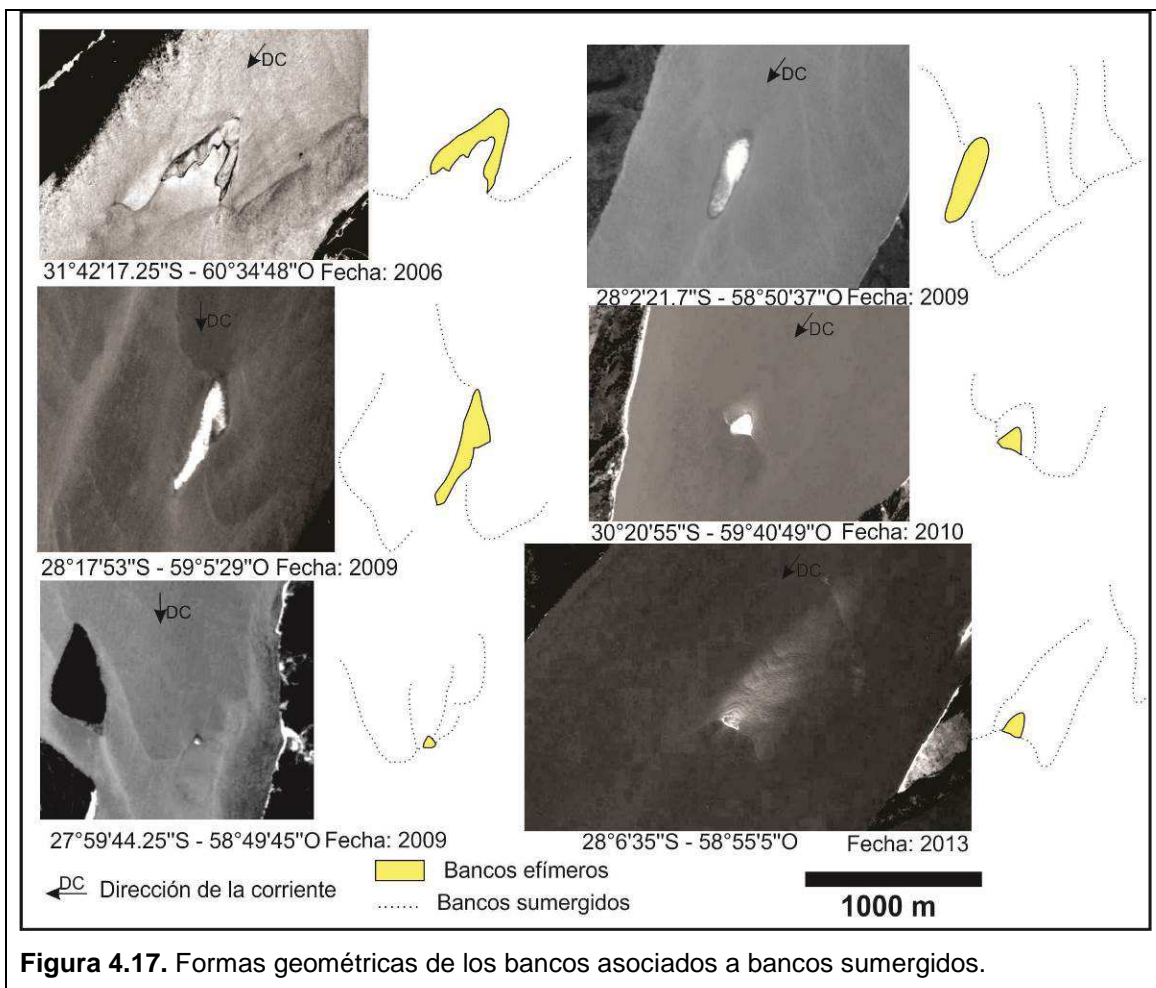
Figura 4.16a. Ubicación de las imágenes y batimetría; **b.** Batimetría 3D que indica la posición de los dos thalwegs (principal y secundario), un gran área central de menor profundidad sobre la cual se desarrollaron los bancos de morfología alargada, separados por pequeños canales; **c.** Evolución general del tramo desde 1960 hasta 1996, señalando la deposición de los bancos asociados a la margen en 1977 (*círculo amarillo*) con su posterior vegetación (1986-1996) y, aguas arriba del mismo, la emergencia de los bancos permanentes múltiples (1996, *flechas rosas*).

La asiduidad de tramos con esas características es baja, existiendo, en el período de 1977 a 2009, sólo cuatro sectores en los que se originaron estos tipos de bancos. A su vez, si bien el desarrollo temporal que suelen tener es bastante prolongado, entre 10 y 15 años, estos bancos modifican continuamente la configuración y posición de emergencia antes de vegetarse y convertirse en islas.

Bancos efímeros

Los bancos que se incluyen en esta categoría son todos aquellos que se originan en el centro del cauce por emergencia parcial de los bancos sumergidos.

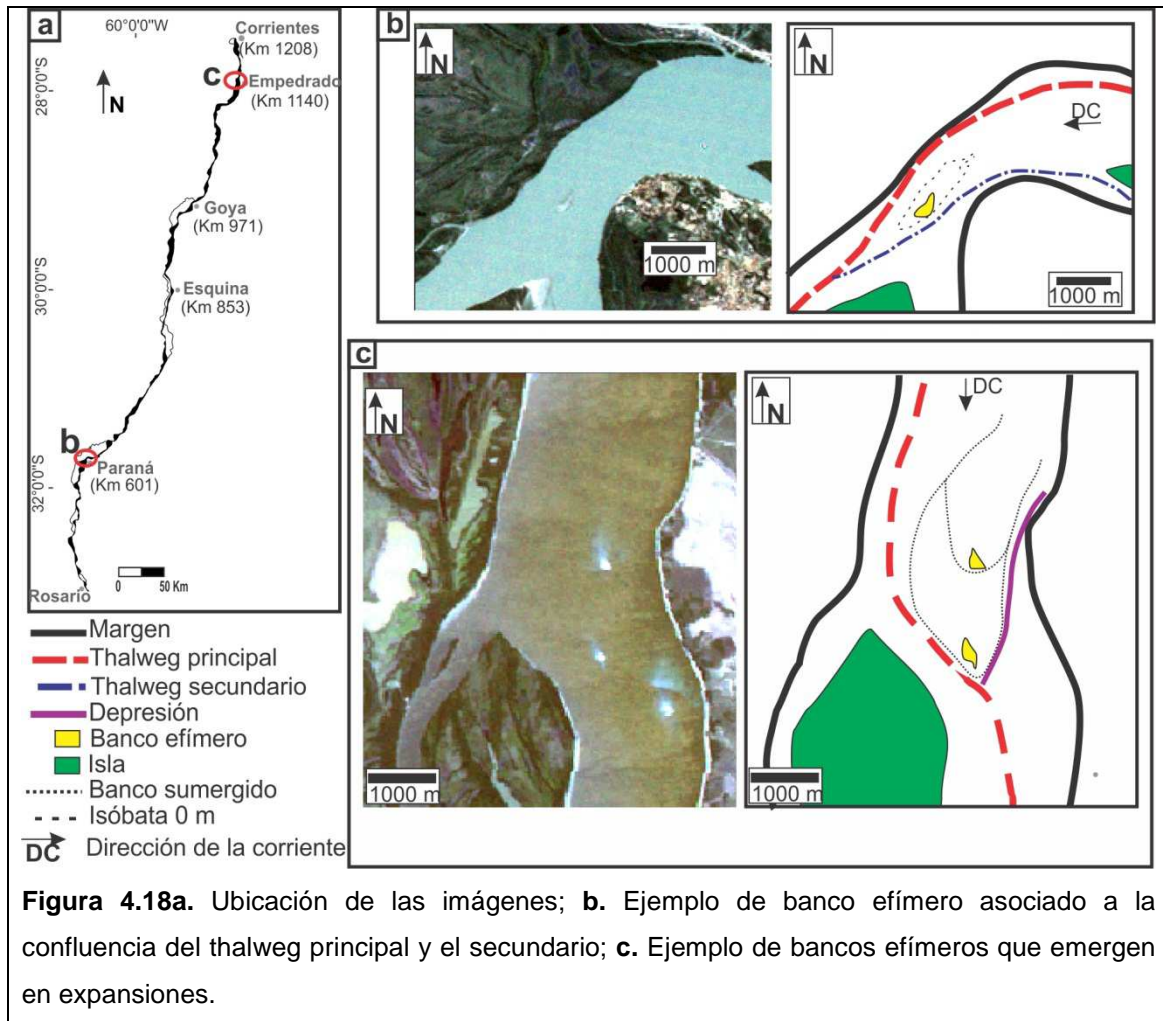
Entre sus peculiaridades se cuentan el pequeño tamaño que presentan (con áreas principalmente de entre 0,01 km² y 0,1 km², con máximas registradas de 0,3 km²) y la facilidad para cambiar la forma en planta cada vez que quedan emergidos. Las configuraciones en planta dependen mucho de su génesis, siendo las más comunes las triangulares, las ovaladas y en gancho (fig. 4.17).



Se distinguieron dos tipos de sectores del río en donde generalmente aparecen estos bancos:

A) En tramos donde existe un thalweg secundario o flujo secundario, además del principal; ambos se caracterizan por ser relativamente rectos, estar limitados por márgenes de difícil erodabilidad y confluir aguas abajo de la emergencia del banco (*fig. 4.18b*), por lo que esta última está vinculada a la constricción que generan el thalweg principal y el thalweg secundario.

B) En tramos rectos y anchos, así como en expansiones, donde el thalweg principal presenta cierta sinuosidad, cruzándose de una margen a la otra (*fig. 4.18c*). De la misma manera que en el primer caso, el origen de estos bancos está completamente supeditado a la inmovilización (temporal) con la posterior emergencia de un fragmento de bancos sumergidos. La sinuosidad del thalweg promueve la formación de bancos cercanos a las márgenes en forma alternada, sobre todo en aquellos tramos que tienen una configuración morfológica más o menos recta (*ver ejemplo en batimetría de la figura 4.5*). Estos bancos sumergidos tienden a desplazarse hacia aguas abajo con cierto ángulo hacia el centro del cauce, principalmente cuando éste es lo suficientemente ancho, favoreciendo en su traslación la creación de una depresión entre el banco y la margen, que también pudo haber estado anteriormente. Cuando este banco se encuentra con el thalweg, queda restringido y comienza a crecer en forma vertical hasta emerger. Al mismo tiempo, otros bancos sumergidos pueden emerger al yuxtaponerse con el banco sumergido paralizado.



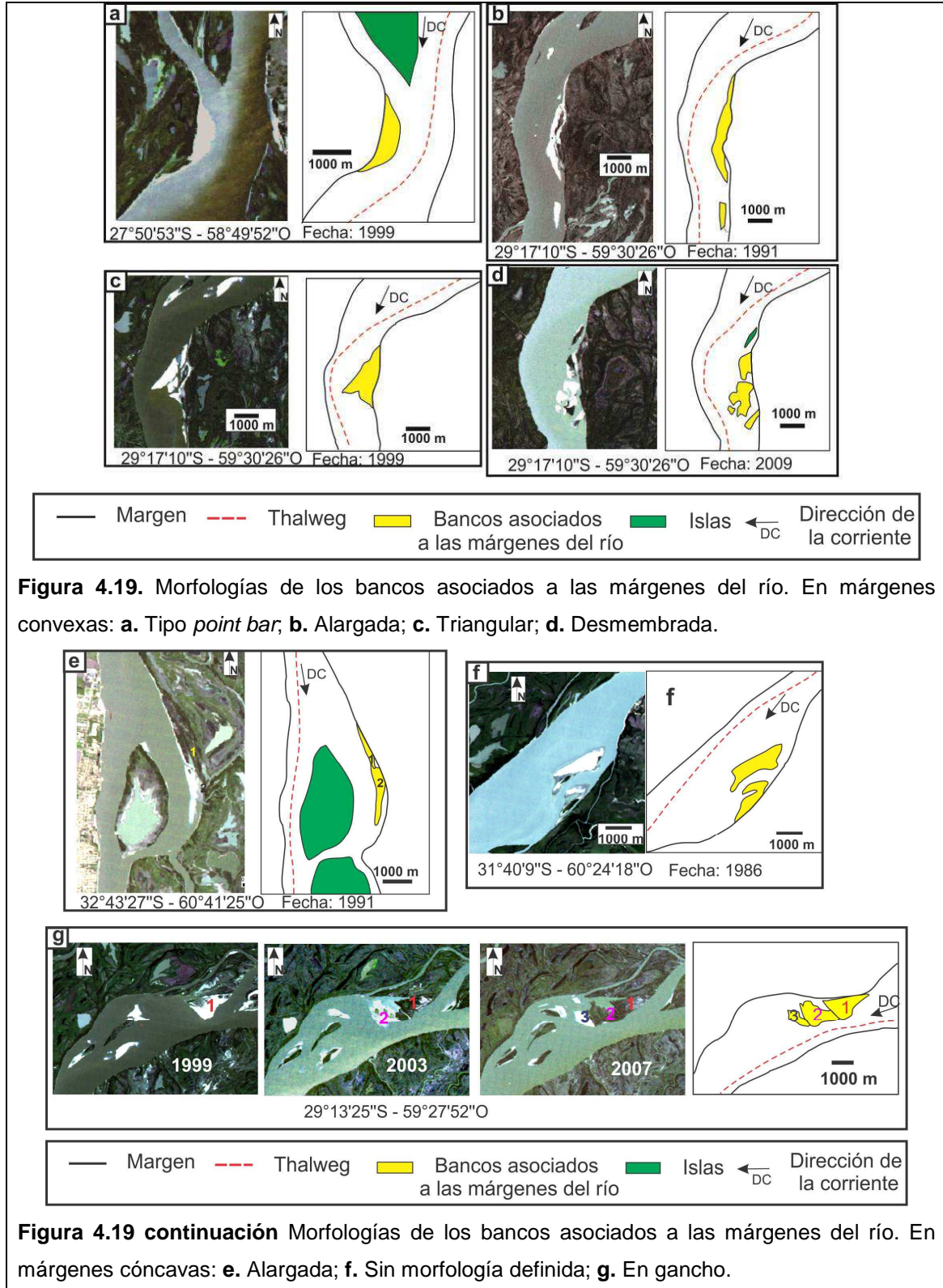
La emergencia de estos bancos no está vinculada a una gran modificación de márgenes ni cambios en la morfología del tramo donde aparecen. A su vez, si bien se pueden mantener por un período prolongado en los sectores donde emergen, estos bancos generalmente se movilizan y cambian su configuración. Esto último estaría vinculado a la continua perturbación por parte del thalweg principal y el flujo secundario o depresión, lo que también imposibilita su crecimiento y/o su estabilización para vegetarse.

B. Anclados:

Bancos asociados a las márgenes

Son todos aquellos que emergen adosados a las márgenes del río. Las formas de emergencia de ellos son bastantes variables, dependiendo de la morfología de la margen donde se originan. De esta manera, en márgenes curvas convexas el banco semilunar o de punta (*point bar*) es el dominante (fig. 4.19a), mientras que aguas abajo de estas curvas pueden emerger con diferentes formas, desde alargadas (fig. 4.19b)

hasta triangulares (fig. 4.19c) o como varios bancos desmembrados (fig. 4.19d). A su vez, si la margen es cóncava, los bancos podrían llegar a ser alargados pegados totalmente a la margen (fig. 4.19e), con forma de gancho, los cuales pueden formarse en series (fig. 4.19g), o sin una morfología muy definida (fig. 4.19f).

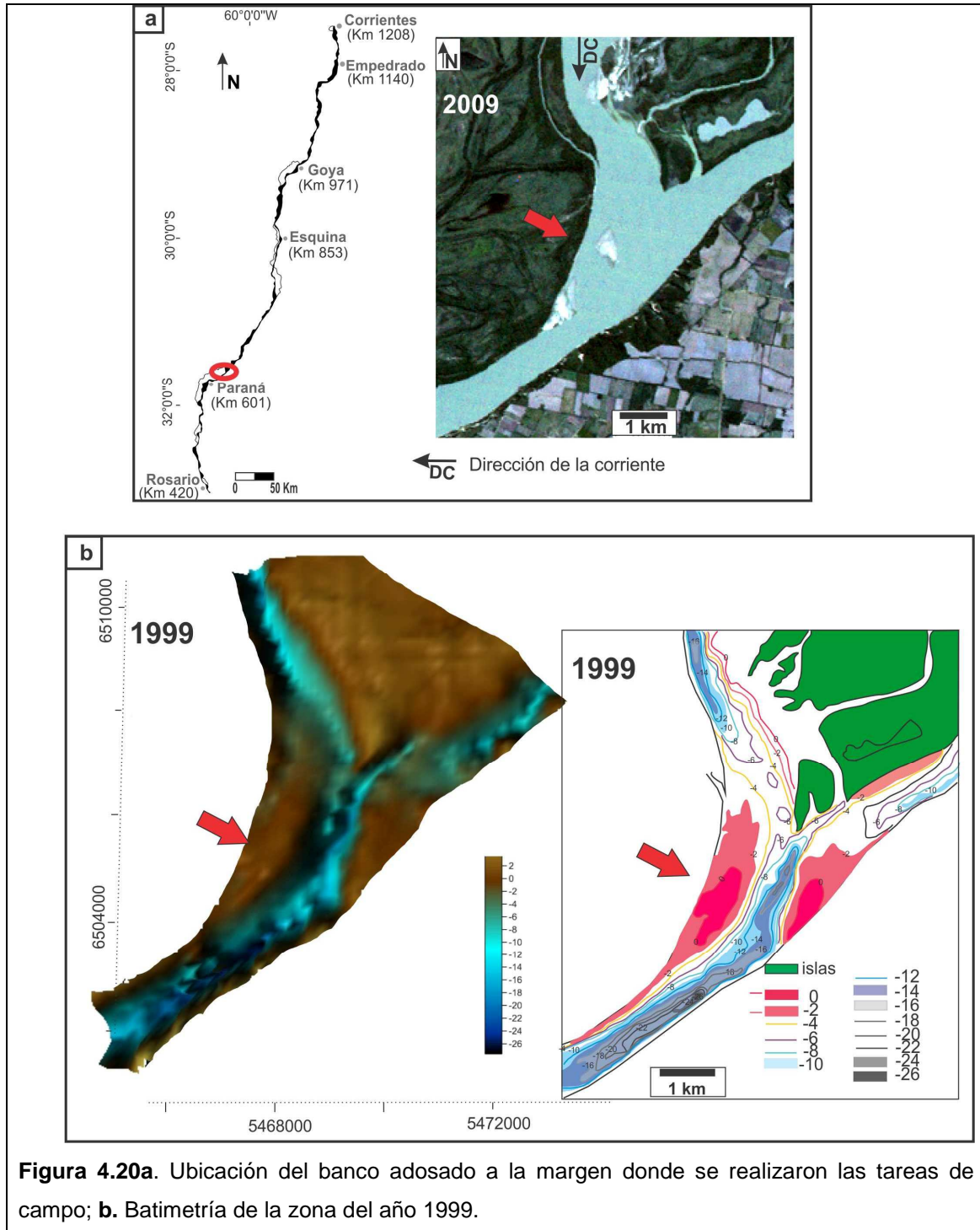


Los tamaños de emergencia de estos bancos son muy variables, ya que se han medido, para los años de estudio, bancos con un área promedio de aproximadamente 0,5 km² hasta con un máximo de 2 km².

Si bien dichas geoformas se originan a lo largo de todo el tramo medio del río, adheridas tanto a las márgenes de material antiguo (formaciones del Terciario) como a la planicie aluvial, tienen un desarrollo más frecuente en los sectores que se caracterizan por tener un brazo secundario de longitud considerada, que rodea a una porción de planicie aluvial.

Por otro lado, la asiduidad de estos bancos en los años analizados es bastante significativa, representando el área del mismo con respecto al área total de los bancos el 30% para 1977, el 22% para 1986, 17% para 1999 y un 18% para 2009; es decir que se encuentran entre los bancos emergidos más abundantes del río (*fig. 4.42 del ítem 4.4.3.1*).

El sitio de descripción en el campo de un banco asociado a la margen se muestra en la figura 4.20a, ubicado en una curva sobre la margen convexa del río. Esta zona de deposición ha actuado a modo de plataforma sobre la cual avanzaron otros bancos con posterioridad (*fig. 4.20b*). De este modo, el paso de un banco sumergido originó la emergencia de otro de posición casi central, el cual rápidamente se transformó en una isla embrionaria (banco con vegetación pionera). Debido a la posición de emergencia en el cauce, tanto la geometría en planta como los rasgos morfológicos más superficiales están influenciados por ambos brazos que lo rodean.



Lo expuesto anteriormente fue corroborado en el campo (*fig. 4.21*), donde se reconocieron cuatro ambientes bien diferenciados en cuanto a los rasgos morfológicos externos. El primer ambiente se ubica en el área apical del banco, el cual tiene una superficie plana con una carpeta de arenas muy gruesas con gravas finas (*fig. 4.21b*). El segundo está en la depresión generada entre el banco con vegetación pionera y la porción del banco que se ha desarrollado aguas arriba; es una zona más baja que las circundantes, con dunas de arenas tridimensionales, de dirección NNE-SSO, y

óndulas sobreimpuestas de composición limosa con igual dirección. A su vez, en la cara de barlovento existe acumulación de arenas finas a muy finas generadas por el viento (*fig. 4.21c*). El tercero se encuentra en la parte más elevada del banco, que se corresponde con la porción que se ha vegetado parcialmente con sauces. Este se caracteriza por grandes desniveles (1,5 m) (*fig. 4.21d*), donde las partes más elevadas, que tienen la vegetación, se distinguen por tener una gran acumulación de arenas finas a muy finas. El resultado de estos desniveles estaría vinculado a la vegetación pionera, que actúa como un obstáculo para las dunas de fondo, las cuales se van apilando y deformando, y además funcionan como trampa para las arenas finas a muy finas transportadas en suspensión. Por su parte, las zonas bajas se caracterizan por tener acumulación de vegetación muerta removilizada por la corriente. El último sector (*fig. 4.21e*) es una prolongación del banco hacia aguas abajo, de geometría larga y estrecha, con desarrollo de dunas tridimensionales en dirección NO-SE y óndulas sobreimpuestas. Esa prolongación se forma debido a la dinámica del canal que lo limita por su derecha.

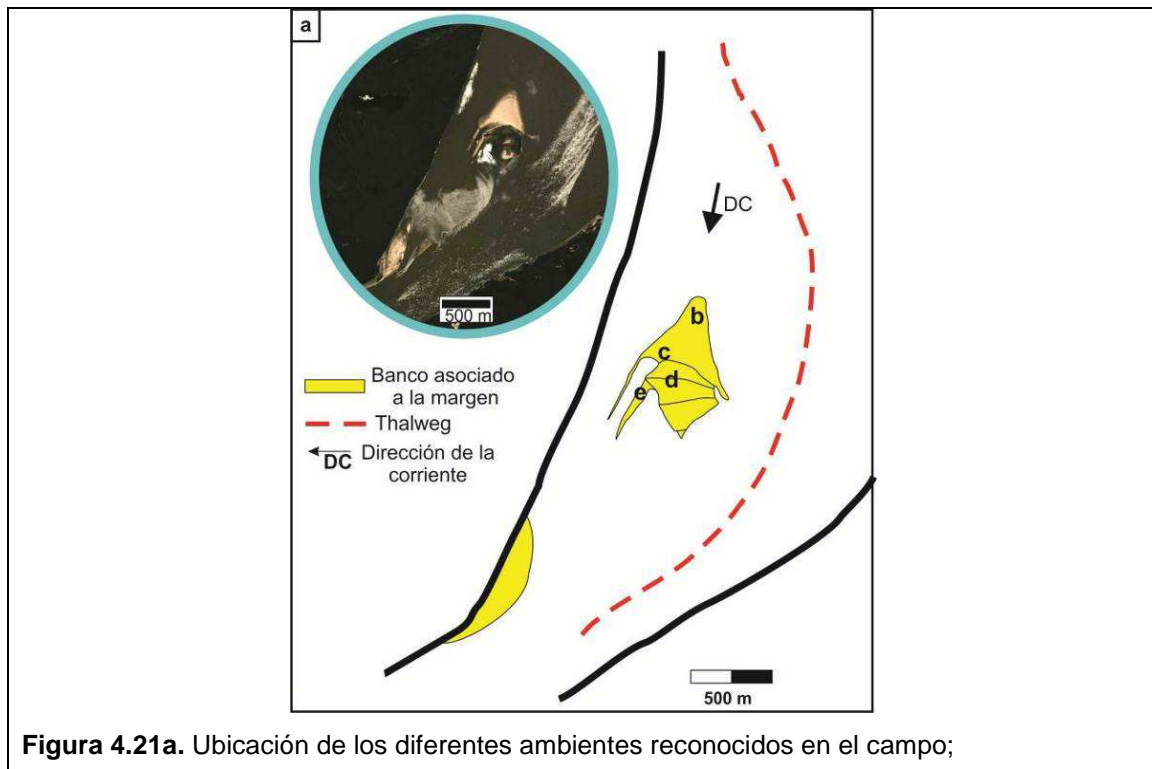


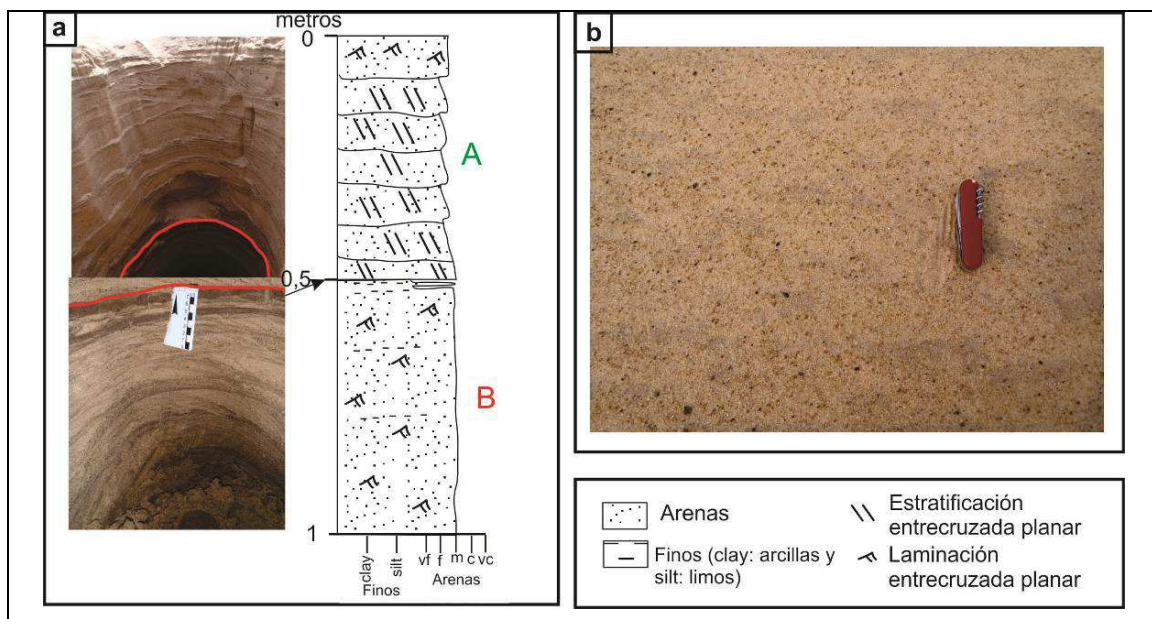
Figura 4.21a. Ubicación de los diferentes ambientes reconocidos en el campo;



En cuanto a la sedimentología del banco descrito en el párrafo anterior, se realizó una calicata de 1 m hasta alcanzar el agua, siendo la altura total del banco de 3,45 m con respecto a la isóbata de cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná). Dicha calicata se ubica en el punto **b** de la figura 4.21, y está conformada por dos secuencias deposicionales de espesores semejantes (A y B de *fig. 4.22a*), que señalan dos eventos con condiciones hidráulicas distintas. La primera, correspondiente a la base de la calicata, está formada en mayor porcentaje por arenas medias, y de manera subordinada por arenas finas y muy finas limosas. La estructura interna está integrada por laminación entrecruzada (tipo A), con intercalaciones de

lentes (tipo *flaser*) de arenas muy finas limosas, las cuales se vuelven dominantes en el techo, pasando a lenticular e indicando una disminución del régimen hídrico y la finalización de un evento. Por encima se depositó un set integrado por arenas medias y finas, moderadamente bien seleccionadas. El set está formado por varias capas, de espesores de entre 5 y 8 cm, con estratificación entrecruzada, formadas por migración de dunas en 3D relativamente pequeñas, y finaliza con una laminación entrecruzada, producto de la migración de óndulas debido a una disminución del nivel del agua. Las condiciones hidráulicas dominantes durante esta segunda fase deposicional fueron muy similares a las de la primera, levemente más energéticas, prevaleciendo el transporte mediante dunas, aunque de dimensiones pequeñas, casi en el límite con óndulas.

La superficie del banco donde se realizó la calicata, como se mencionó anteriormente, se encontraba cubierta por arenas muy gruesas y gravas finas con concreciones ferruginosas de pequeño diámetro (de 2 a 4 mm) (*fig. 4.22b*). La procedencia de estas gravas serían los depósitos sedimentarios del subsuelo de la planicie aluvial lindante (Ramonell, 2005), sobre los cuales se encuentra actualmente apoyado el thalweg, aguas arriba de dicho banco (profundidad del thalweg: 16 m). Como lo advierte el autor citado, “el origen local para las gravas de referencia tiene varios avales: a) el carácter lábil de esas concreciones, que no les permitiría ser transportadas por distancias considerables como carga de fondo (...) y c) la presencia de depósitos arenosos antiguos yaciendo a ese nivel, que se corresponden con las arenas de elevada resistencia a la penetración, detectadas en el subsuelo de la unidad”.



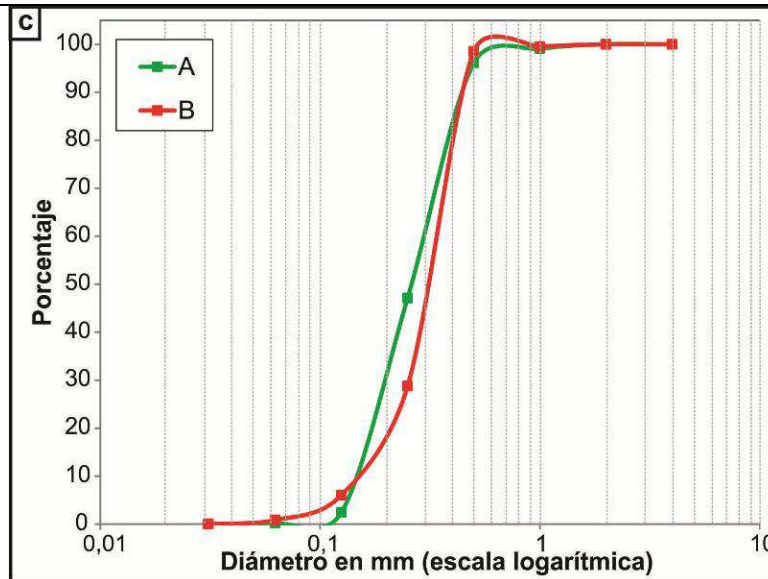


Figura 4.22a. Perfil sedimentológico ubicado en el punto **b** de la figura 4.21; **b.** Superficie del banco con arena guijosa; las gravas son principalmente de cuarzo y calcedonia, y de concreciones ferruginosas, en parte frágiles; **c.** Curva acumulativa granulométrica del perfil sedimentológico.

4.4.2.2.b. Vinculados a las islas del cauce: **Anclados**

Bancos de acreción lateral

Son todos aquellos que se originan en los laterales de las islas, haciéndolas crecer en esa dirección.

Las formas que tienden al emerger son bastante diversas (*fig. 4.23*), siendo las más comunes las de geometría triangular (o tipo alerón) y las que cubren todo el lateral de la isla (parecido a un *point bar*). A su vez, pueden presentarse totalmente unidos a la isla o estar ligeramente separados por un bajío o pequeño riacho (que generalmente permanece activo).

El rango de tamaño de estos bancos es muy amplio, con emergencia desde pocos km^2 hasta superior a los 3 km^2 , aunque el área máxima más frecuente es de 1 km^2 y el tamaño promedio ronda los $0,4 \text{ km}^2$.

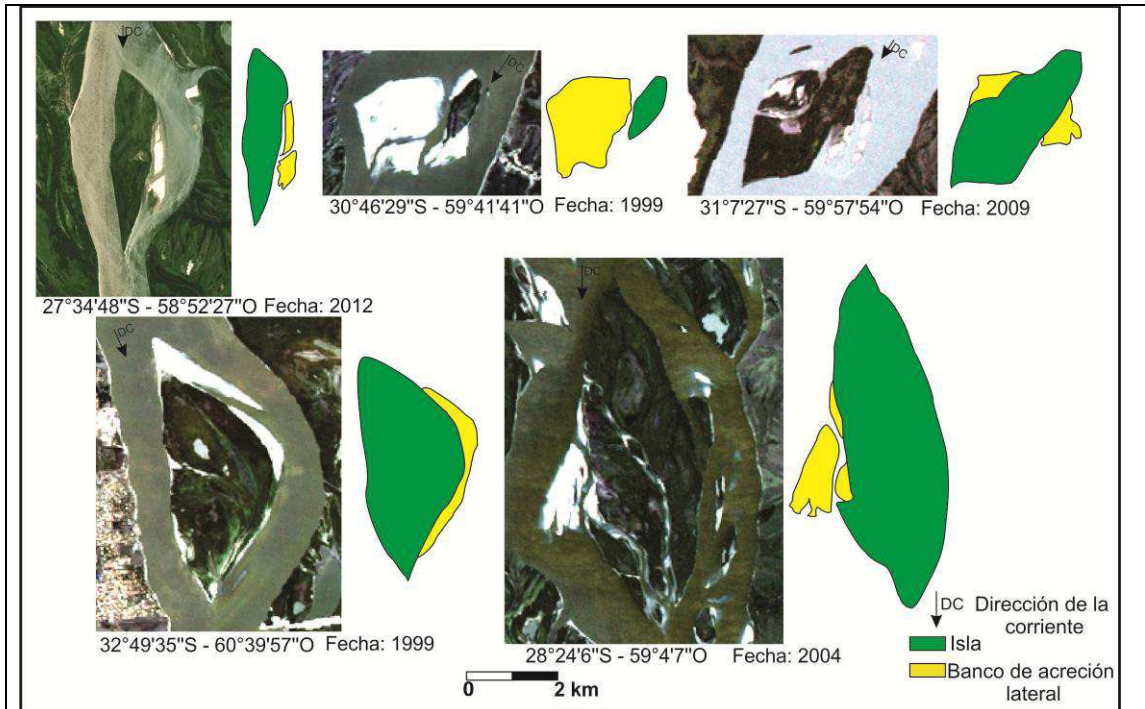


Figura 4.23. Formas geométricas de los bancos de acreción lateral

Se pueden diferenciar en dos grandes grupos de acuerdo al lugar donde se originan: **a)** los que se encuentran en el cauce principal o en cauces secundarios de igual jerarquía (*fig. 4.24a A*); **b)** los que se forman en brazos menores (*fig. 4.24b B*). Los primeros tienen un desarrollo que generalmente está vinculado a una erosión de la margen opuesta, mientras que los últimos, que se encuentran en los canales de menor jerarquía, están asociados mayormente a la sedimentación de estos brazos y, por ende, al proceso de unión entre islas o de estas a la margen del río.

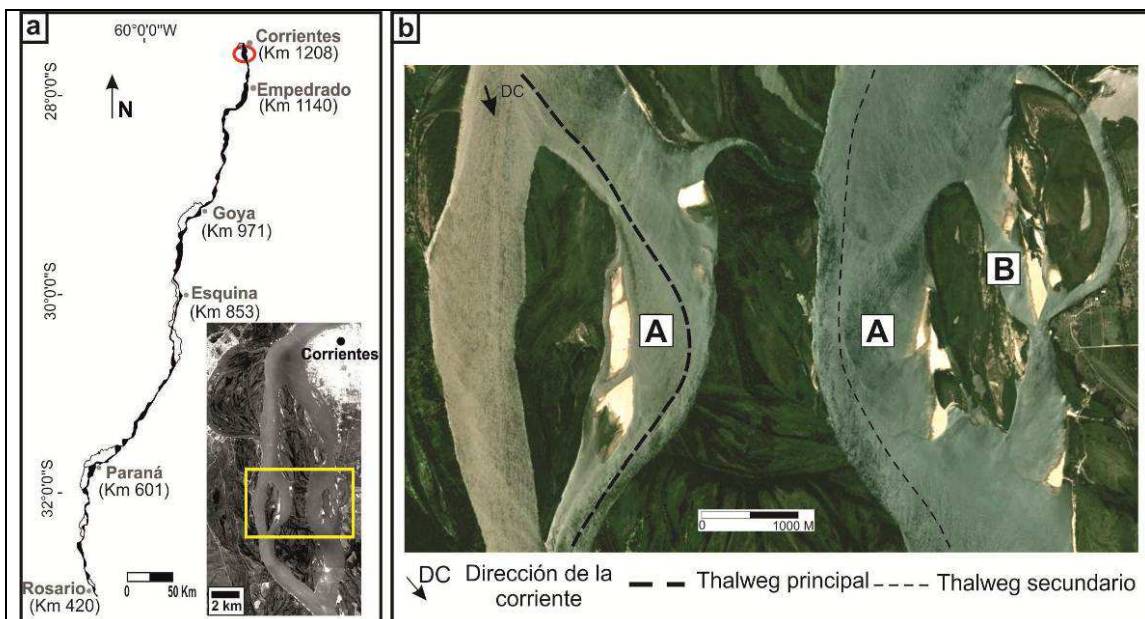


Figura 4.24a. Ubicación de la imagen dentro del río Paraná (*círculo rojo*) y en el cauce

(rectángulo amarillo); **b. A** Banco de acreción lateral desarrollado en el cauce principal y cauce secundario de jerarquía similar al anterior, y **B** banco de acreción lateral ubicado en un brazo menor.

En los años analizados, los bancos de acreción lateral siempre fueron muy significativos, tanto en área cubierta como en cantidad, representando entre un 27% y un 42% del área ocupada por la totalidad de los bancos. A su vez, la proporción de estos bancos formados en los canales menores en relación a los desarrollados en el cauce principal y en brazos de igual jerarquía fue variando de acuerdo al año de análisis (fig. 4.25). Esto último, como se ve más detalladamente en el próximo capítulo, está íntimamente relacionado a la evolución de las islas, así como al número de brazos activos del río. Por ejemplo, el aumento tanto en proporción como en área cubierta de los bancos que se ubican en cauces menores para el año 1999 promovió uniones de islas y el cierre de varios brazos, ocasionando cambios morfológicos en el cauce.

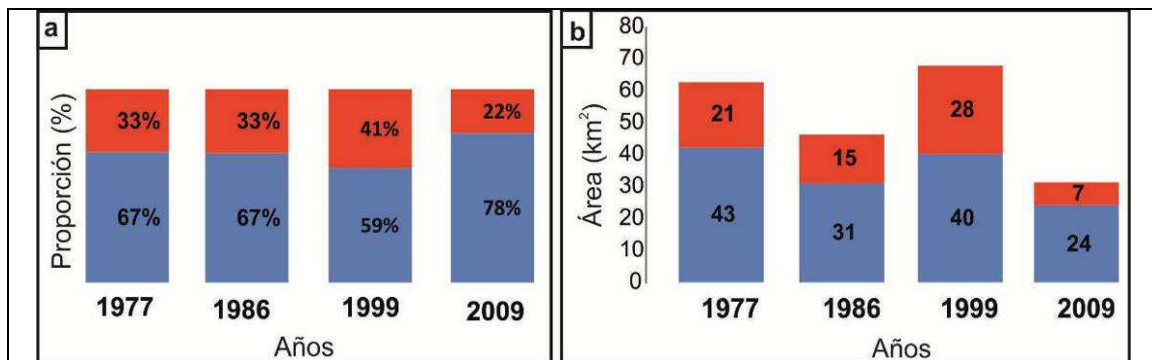


Figura 4.25a. Proporción porcentual de área ocupada por los bancos de acreción lateral en brazos menores (color rojo) vs. los que se ubican en el cauce principal y en brazos de similar jerarquía (color azul); **b.** Área cubierta de los bancos de acreción lateral en brazos menores (color rojo) vs. los que se ubican en el cauce principal y brazos de similar jerarquía (color azul).

La geomorfología y la sedimentología de estos bancos se caracterizaron a partir de observaciones en el campo. El primer sitio de muestreo se señala en la figura 4.26, perteneciente a un banco del tipo **A**, donde se advierten ambientes en formación y estructuras sedimentarias en su superficie (fig. 4.26b, c, d, e, g, h). En el centro del banco existe un bajío que está conformado por dunas de fondo disipadas a causa de la deposición suprayacente de sedimentos de arenas muy finas y limos (fig. 4.26f). Más cerca de la costa hay un albardón en proceso de formación en dirección de la corriente (fig. 4.26c). Esta última geoforma presenta una pequeña vegetación que aumenta tanto en densidad como en altura hacia aguas arriba, y en el sector donde todavía se encuentra desprovisto de ella se perciben dos tipos de estructuras: óndulas (2D) paralelas a la costa (fig. 4.26g) y óndulas con forma romboidal (fig. 4.26h). Estas

estructuras nos indican que el agua está entrando con una orientación perpendicular a la costa, formando las óndulas planares, mientras que se retira con cierto ángulo, originando las óndulas romboidales (estructuras más típicas de ambientes estuáricos) (*fig. 4.27*). A su vez, en ciertas partes del banco se distinguen crestas de dunas erosionadas (decapitadas), sobre todo cerca de la costa, por encima de la cual se está formando el albardón (*fig. 4.26e*).

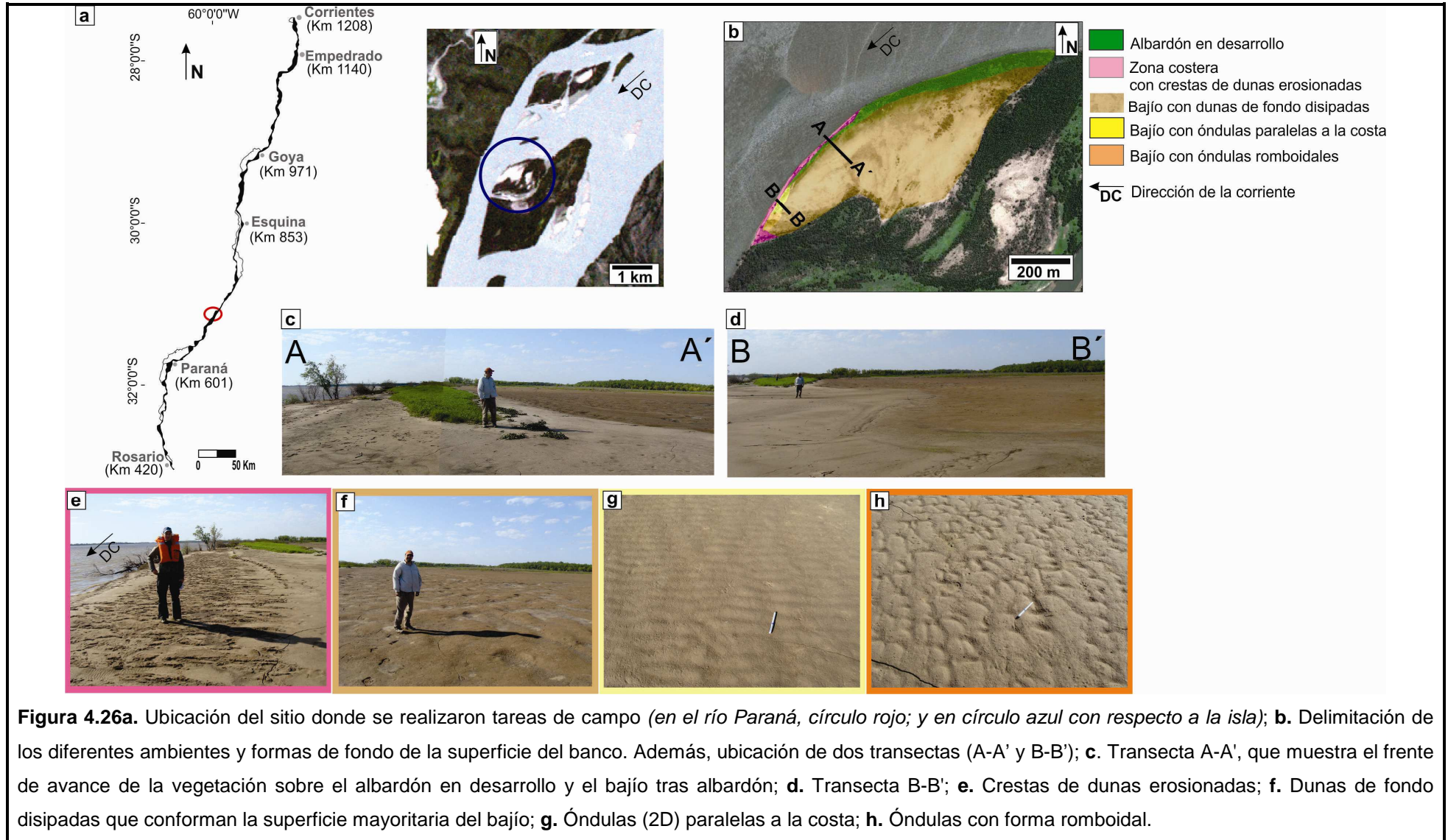


Figura 4.26a. Ubicación del sitio donde se realizaron tareas de campo (en el río Paraná, círculo rojo; y en círculo azul con respecto a la isla); **b.** Delimitación de los diferentes ambientes y formas de fondo de la superficie del banco. Además, ubicación de dos transectas (A-A' y B-B'); **c.** Transecta A-A', que muestra el frente de avance de la vegetación sobre el albardón en desarrollo y el bajío tras albardón; **d.** Transecta B-B'; **e.** Crestas de dunas erosionadas; **f.** Dunas de fondo disipadas que conforman la superficie mayoritaria del bajío; **g.** Óndulas (2D) paralelas a la costa; **h.** Óndulas con forma romboidal.

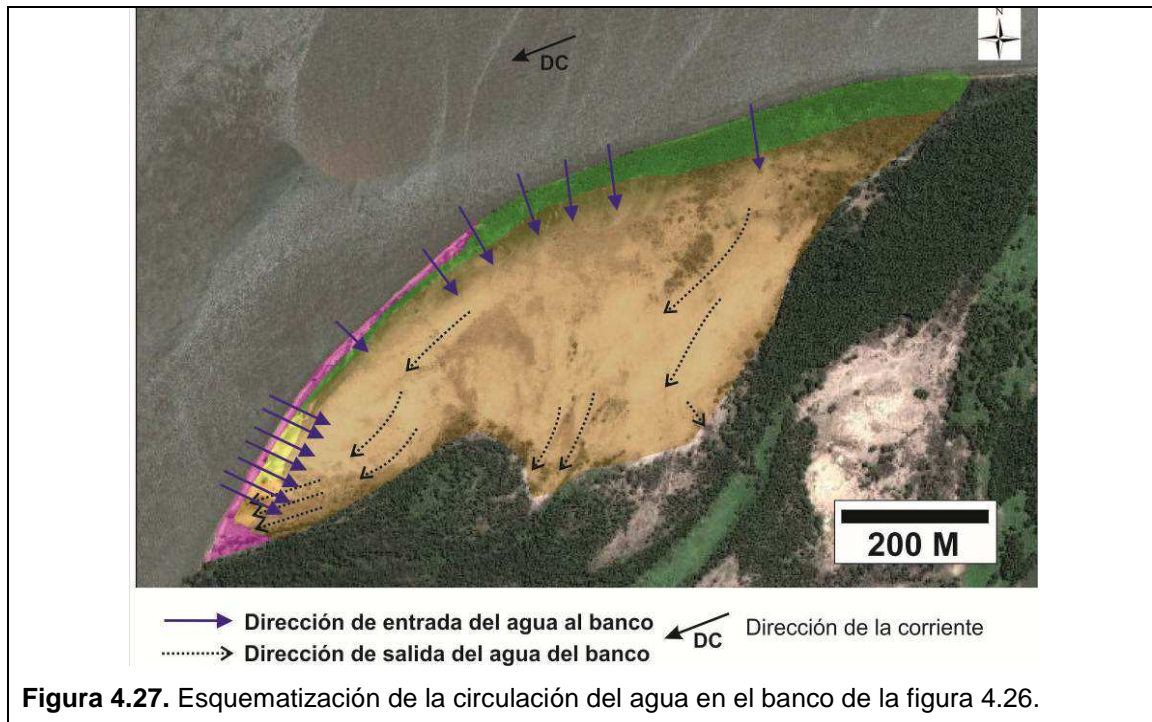


Figura 4.27. Esquematación de la circulación del agua en el banco de la figura 4.26.

Debido a que el banco de la figura 4.26 fue observado con un nivel hidrométrico que impedía la visualización de la sedimentología en profundidad, no se pudo completar el arreglo sedimentario en sentido vertical. Esto último fue compensado mediante la elección de otro banco de acreción lateral pero con afloramiento de su margen, de génesis similar al anterior, sin embargo, en un estadio evolutivo más avanzado (*fig. 4.28a*), conformando actualmente una isla (*fig. 4.28b*, punto amarillo).

Mediante el esquema de la figura 4.28c, ilustramos en cortes longitudinales la secuencia evolutiva del desarrollo del arreglo sedimentario de la parte aflorante del banco, expuesta en la fotografía de la figura 4.29.

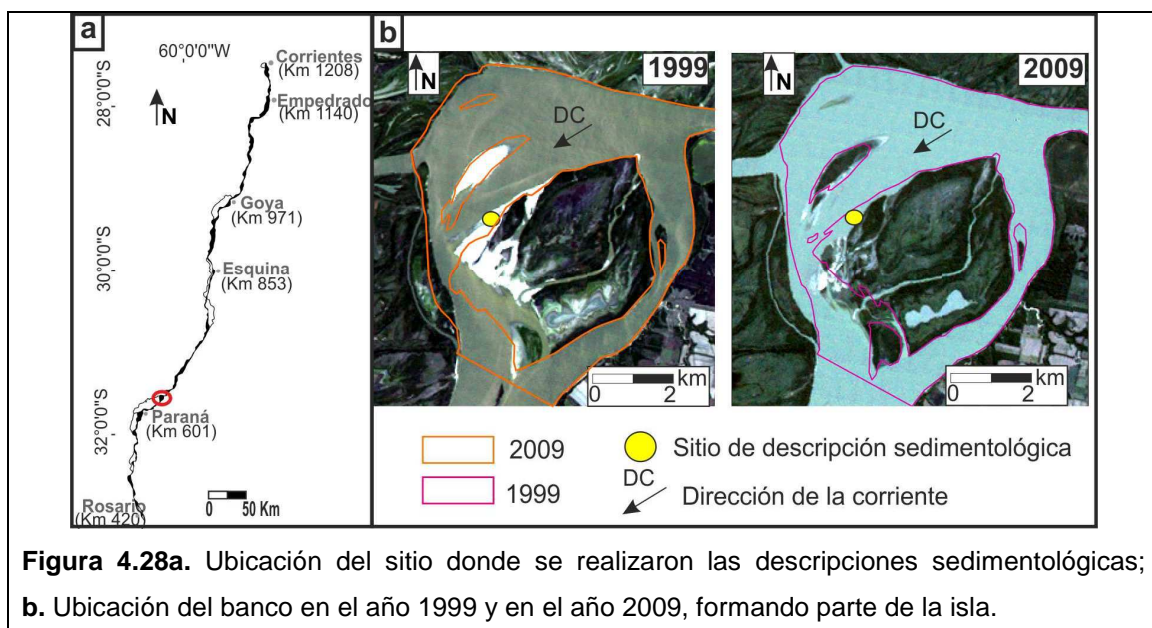


Figura 4.28a. Ubicación del sitio donde se realizaron las descripciones sedimentológicas; **b.** Ubicación del banco en el año 1999 y en el año 2009, formando parte de la isla.

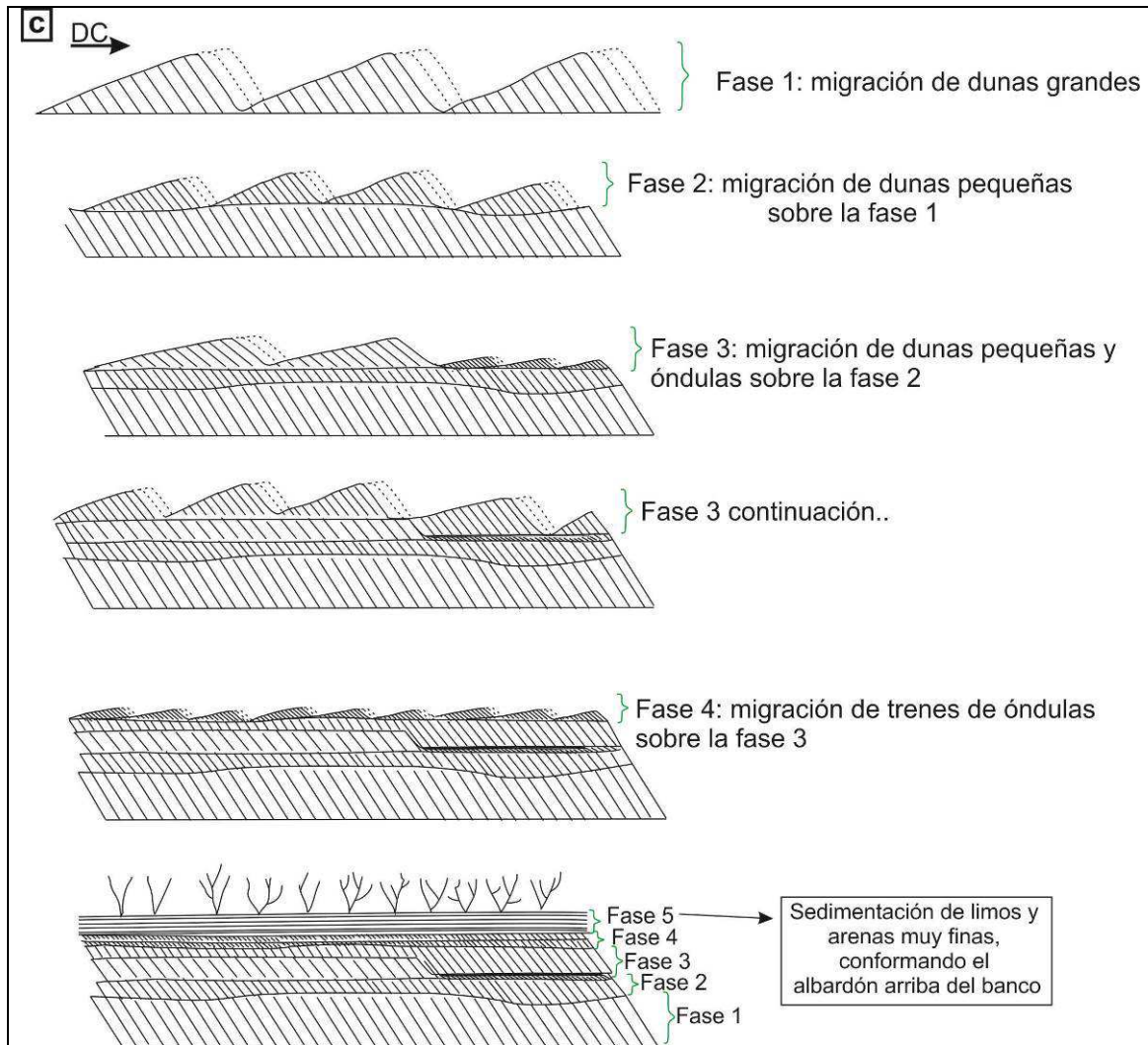


Figura 4.28 continuación; c. Esquemas longitudinales evolutivos, que muestran el desarrollo de la secuencia sedimentaria aflorante del banco de acreción lateral (*fotografía en fig. 4.29*).

Este banco se eleva 3,80 m con respecto a la isóbata de cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná, Hhp 2,45 m) (*fig. 4.29*). El perfil expuesto del banco representa los 125 cm superiores, que están formados por un coset integrado por sets y algunos subsets, originados por distintas condiciones hidráulicas.

La base aflorante es una capa de 55 cm de espesor (M4), formada por migración de dunas y compuesta por arenas finas moderadamente bien seleccionadas, de color pardo, organizadas en una estructura interna entrecruzada planar, donde cada lámina es granodecreciente. La geometría del cuerpo es tabular, con su límite superior irregular erosivo.

Hacia arriba sigue un set de 40 cm de espesor (M3), formado por tres capas de espesores y geometrías variables, de arenas medias de color pardo claro, organizadas con una estructura interna entrecruzada, desde planar a sigmoidal, con algunos pasajes a laminaciones entrecruzadas que indican la disminución del régimen, como

por ejemplo el pasaje a una fase de estiaje. Más detalladamente, la primera capa (comenzando de abajo hacia arriba en el subset) posee una estructura interna entrecruzada y se caracteriza por tener una geometría lenticular, de un espesor en el centro de aproximadamente 15 cm. Este cuerpo se repite a lo largo del afloramiento, rellenando y suavizando el fondo irregular dejado por la erosión del techo de las dunas subyacentes. La capa sobreimpuesta tiene un espesor máximo de 25 cm, la cual se acuña en el sentido de la corriente. Su estructura interna pasa de estratificación entrecruzada sigmoidal a una laminación entrecruzada en dirección del acuñamiento. En ella se observa claramente el frente de la duna, que se detuvo por disminución del régimen, lo que permitió la movilización de las arenas por medio de óndulas. Cuando vuelve a aumentar el nivel del agua, nuevamente inician su movimiento las dunas, las cuales formaron la capa sobreyacente, organizada internamente por estratificación entrecruzada. Esta última capa aumenta su espesor hacia aguas abajo, hasta casi igualar al del set.

Por encima del set anterior, se delimita otro de 41 cm de espesor (M2 y M1), de características semejantes al subyacente, pero las capas que lo conforman tienen menores espesores, representando una condición hidrométrica distinta. Está integrado por cuatro capas con un espesor promedio de entre 10 y 15 cm cada una, con una estructura interna formada por estratificación entrecruzada sigmoidal y en menor medida planar, que pasan a una laminación entrecruzada hacia aguas abajo, hasta ser esta última la estructura dominante. Por lo tanto, el régimen que prevalece favorece la migración de dunas más pequeñas y óndulas.

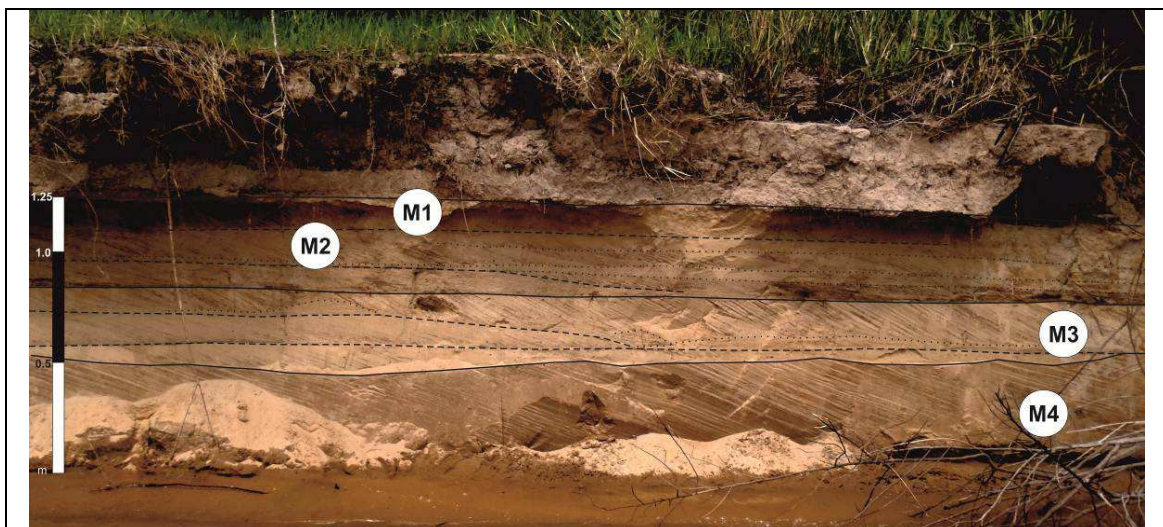


Figura 4.29a. Arreglo sedimentario de un banco de acreción lateral desarrollado en un cauce secundario de jerarquía similar al principal;

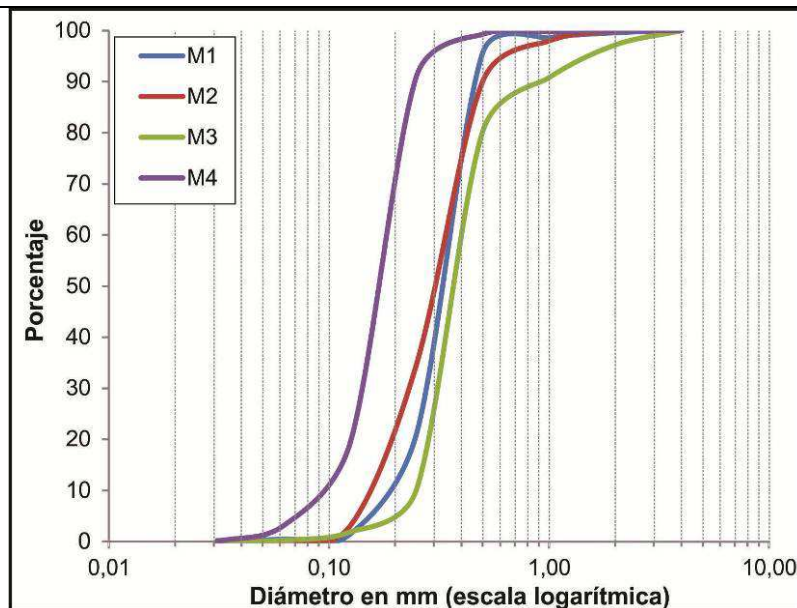


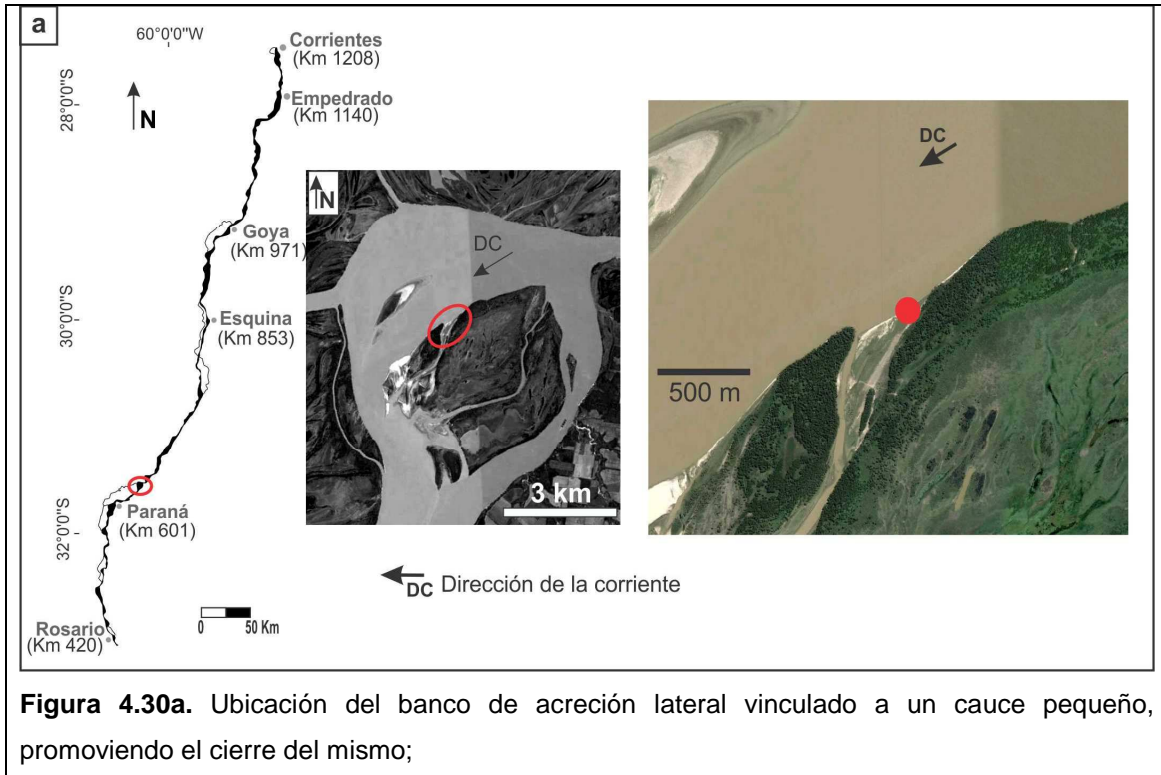
Figura 4.29 continuación; b. Curva granulométrica del banco de acreción lateral, indicando una variación local en la energía del transporte entre M4 y el resto del perfil.

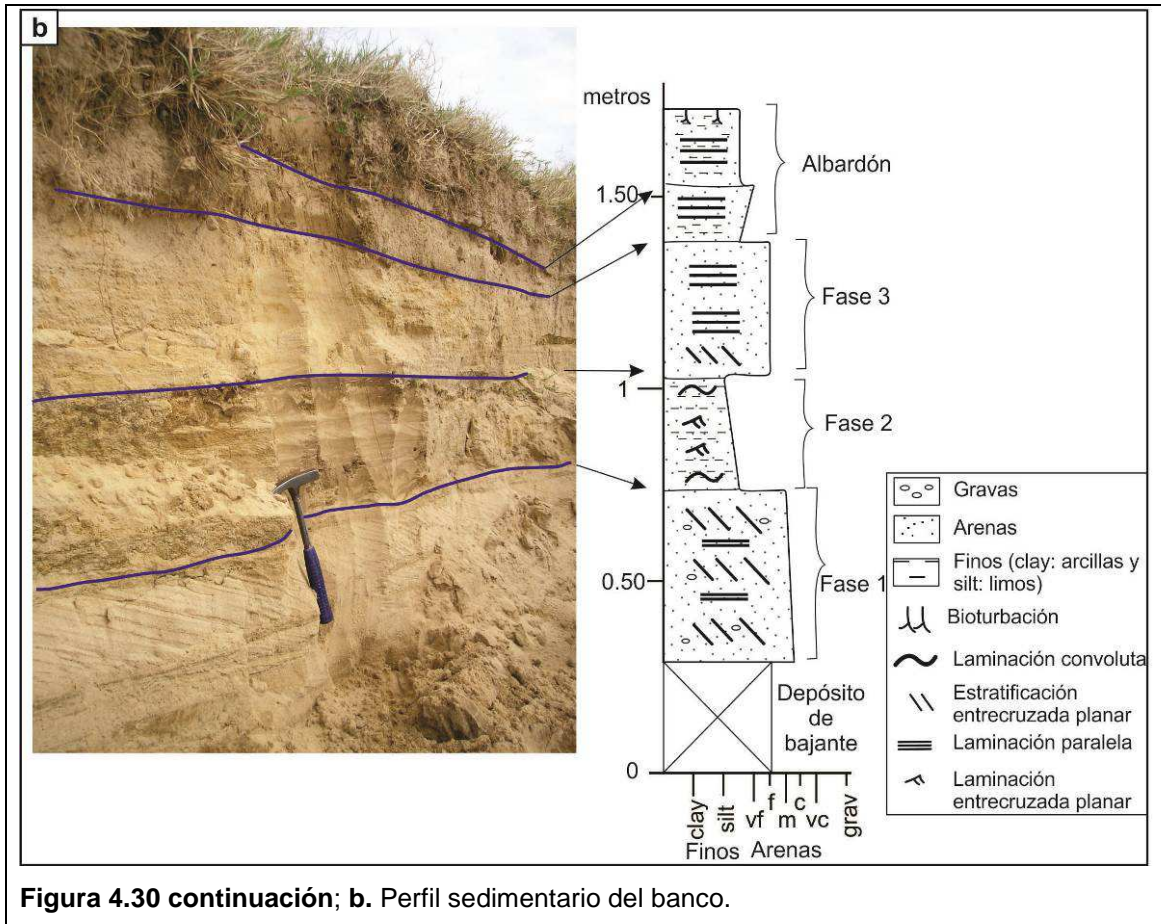
Por otro lado, la figura 4.30a muestra un ejemplo de un banco de acreción lateral de una isla que se encuentra en la entrada de un canal de menor jerarquía, generando el cegamiento del mismo. La altura de este banco con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná) es de 3,60 m, y exhibe los 175 cm superiores, de los cuales los 30 cm inferiores de la barranca corresponden a depósitos arenosos de bajante (*fig. 4.30b*).

A su vez, los 35 cm superiores se corresponden con una secuencia de albardón que se ha formado sobre el banco. Este albardón está conformado por dos capas. La base, de 15 cm de espesor, está integrada por arenas muy finas, con limo subordinado en su piso, de color pardo y organizadas en laminación paralela. Por encima, se depositaron unos 20 cm de arenas muy finas limosas de color pardo, con laminación paralela pero perturbada por raíces de gramíneas.

La porción del banco aflorante (110 cm) está integrada por tres fases que denotan diferencias en el régimen del flujo. Los 45 cm de su base (*fase 1*) corresponden a un coset que representa la migración de dunas separadas por intervalos de fondo plano de alta energía. Dicha base está compuesta por arenas medias a gruesas de color pardo claro, conformando tres capas con estructura interna entrecruzada planar, bien definidas por la presencia de gravas finas y arenas muy gruesas en la base de cada lámina. Entre las capas se observa una pequeña laminación horizontal que indica la presencia de un fondo plano de alta energía. Por encima prevaleció un nivel de aguas bajas de baja energía (*fase 2*), permitiendo la sedimentación de 30 cm de arenas finas a muy finas y limos organizados en una estructura tipo *flaser*, con estructuras de

deformación por perturbación de carga (calcos de carga). Presenta dos coloraciones, una pardo claro, donde están las arenas más limpias, y otra pardo, donde se encuentra el limo. Suprayaciendo a esta capa, vuelven las condiciones similares al primer coset, donde se depositaron 35 cm de arenas finas, limpias, de color pardo claro, con estructura entrecruzada en la base y hacia arriba laminación horizontal, producto de un fondo plano de alta energía (fase 3) (fig. 4.30).





Bancos de acreción aguas arriba

Son todos aquellos que se originan aguas arriba de las islas, y hacen crecer a las mismas en esa dirección. Pueden ser de dos tipos: a) los que emergen adosados a la punta apical de una o varias islas (*fig. 4.31b*); y b) aquellos que emergen separados de la isla, pero tienen un crecimiento hacia aguas abajo hasta adosarse a ella (*fig. 4.31c*). A su vez, los primeros tienen dos maneras distintas de emergencia y crecimiento. La más habitual que se da en la mayoría de las islas es la continua, donde progresivamente van emergiendo los bancos hacia aguas arriba, caracterizados por tener áreas reducidas y estar formados, principalmente, por sedimentos en suspensión (*fig. 4.32b*). La otra forma es en pulsos, por la cual se generan áreas de emergencia de bancos muy dispares, llegando a tener los tamaños más grandes registrados (*fig. 4.32c*). Justamente, este último tipo de formación se da habitualmente después de una gran crecida, donde existe una gran disponibilidad de arena, lo que ocasiona un crecimiento extraordinario de la isla en dirección hacia aguas arriba.

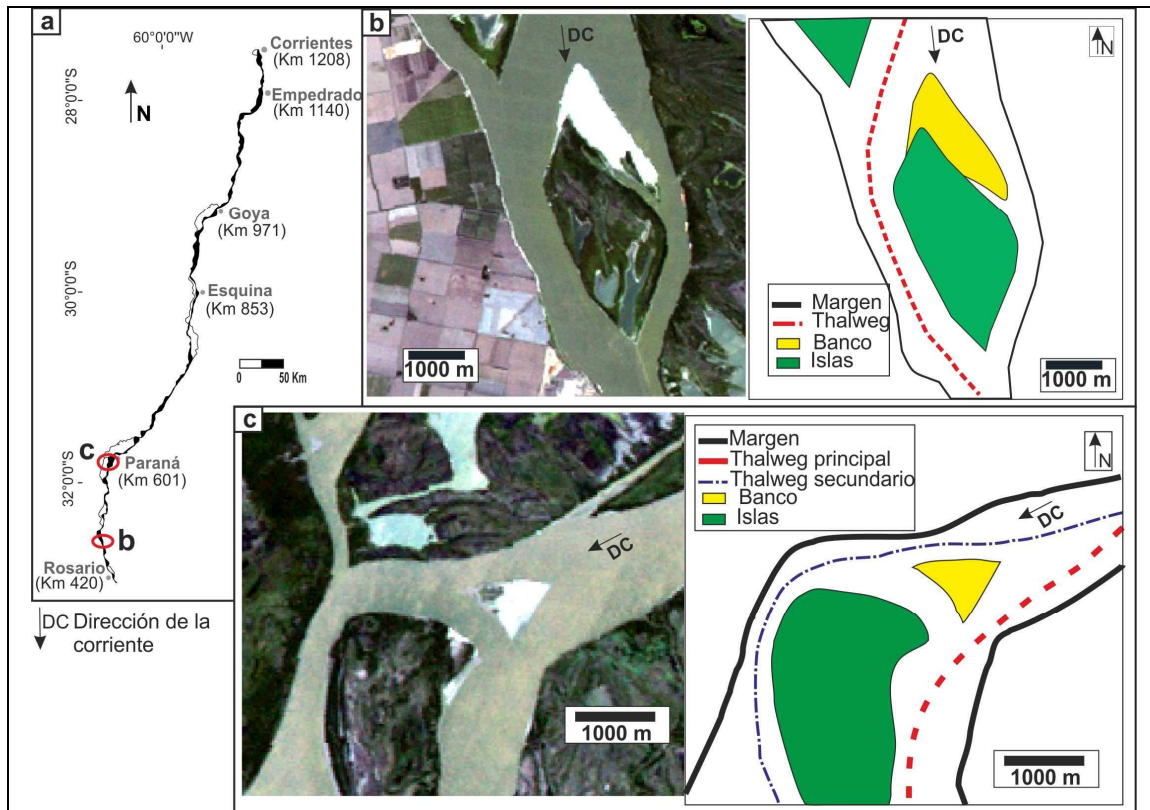


Figura 4.31. a. Ubicación de los bancos b y c; b. Banco adosado a la isla; c. Banco separado de la isla.

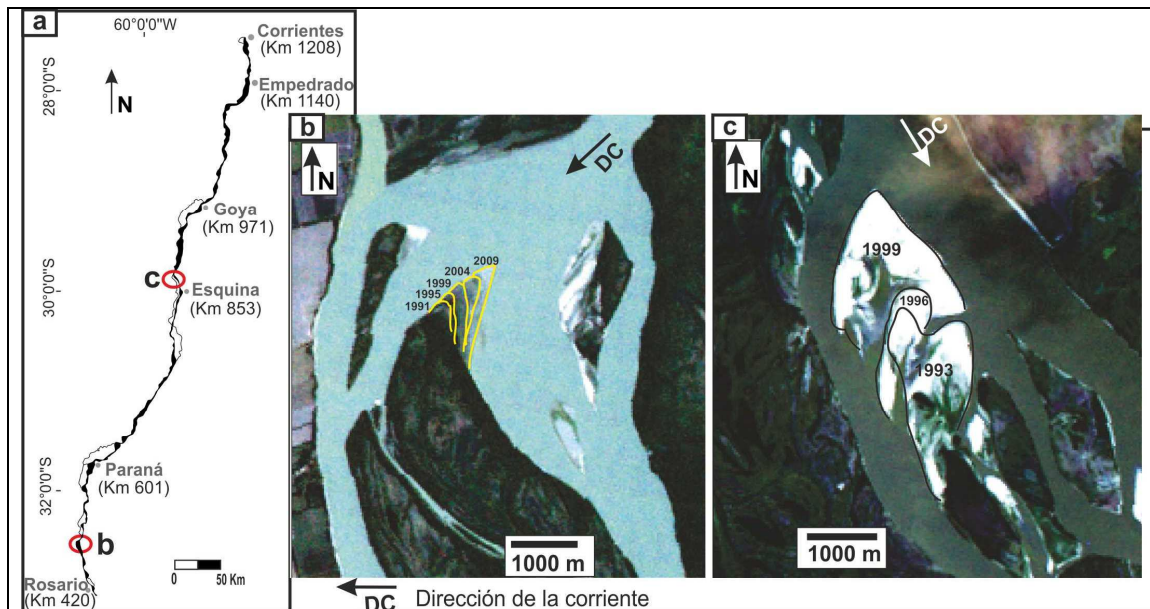
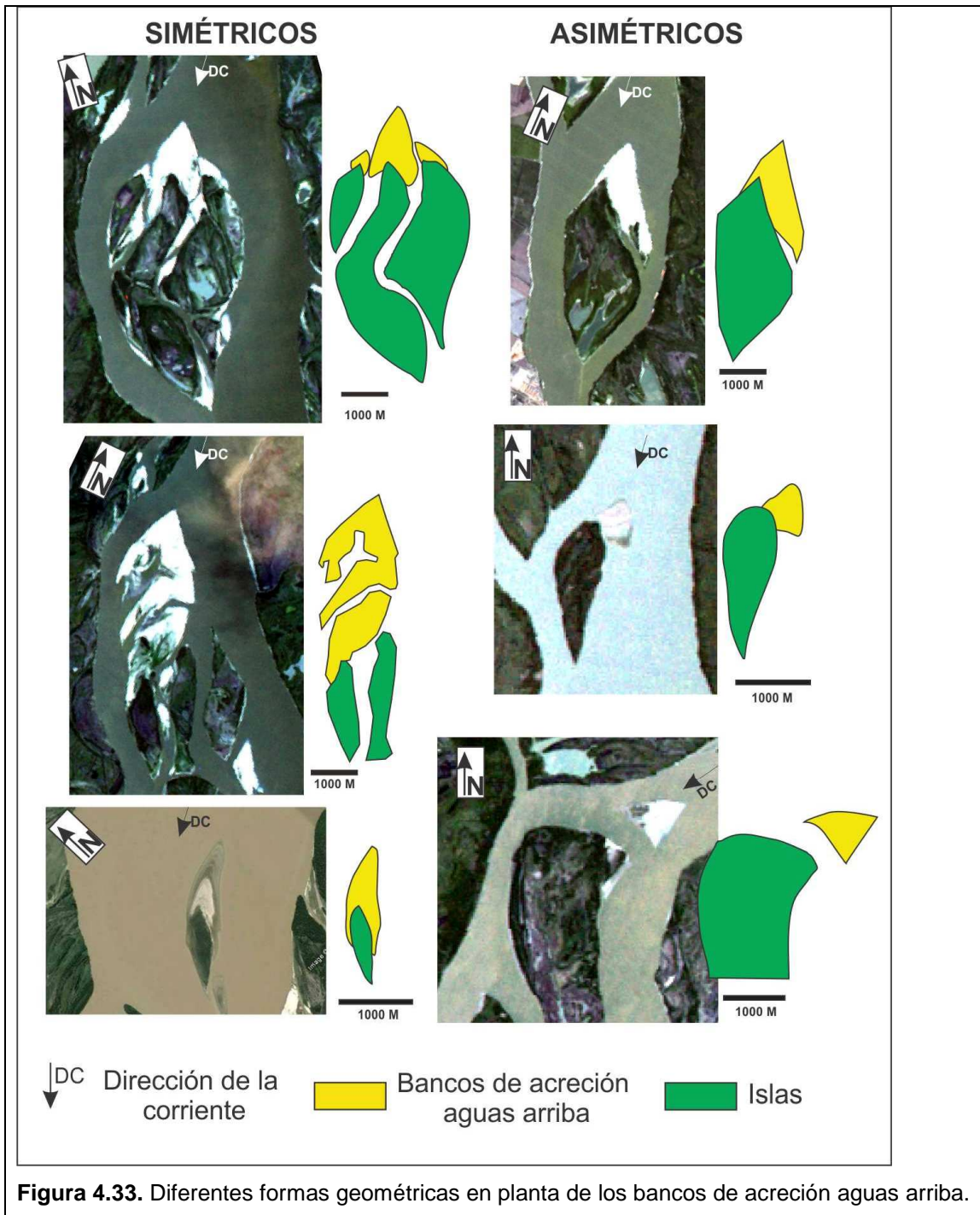


Figura 4.32a. Ubicación de bancos de acreción apical con distintos tipos de emergencia y crecimiento; b. Continuo; c. En pulsos.

Las formas geométricas que poseen al emerger son bastante definidas, teniendo una configuración muy similar a un triángulo, que puede ser simétrico o asimétrico,

dependiendo si se alinea con la bisectriz de la isla o si se desarrolla con una orientación hacia uno de sus laterales (fig. 4.33).



Los tamaños que se midieron en los años analizados son muy diversos, existiendo bancos que emergen desde unos pocos kilómetros cuadrados (menos de $0,01 \text{ km}^2$) hasta otros que llegan a tener cerca de las dimensiones máximas de emergencia de los bancos del río Paraná Medio (cerca de 4 km^2). No obstante, las áreas que cubren la mayoría de estos bancos de acreción apical tienen un promedio general de $0,5 \text{ km}^2$, siendo minoritarios los que tienen áreas mayores a 2 km^2 .

Estos tipos de bancos están presentes en todo el río, principalmente los que tienen un crecimiento continuo. Sin embargo, los que se forman por pulsos son los que realmente aumentan la representatividad del área de los bancos de acreción aguas arriba con respecto a los otros bancos del cauce.

La representatividad del área de los bancos de acreción aguas arriba, en los años que se estudiaron, se encuentra entre un 10% y un 20% con respecto a los otros bancos. Esto representa una posición entre el segundo y el cuarto lugar en relación al área cubierta por cada tipo de bancos, cuya variabilidad está vinculada al período de medición (*fig. 4.42, ítem 4.4.3.2*).

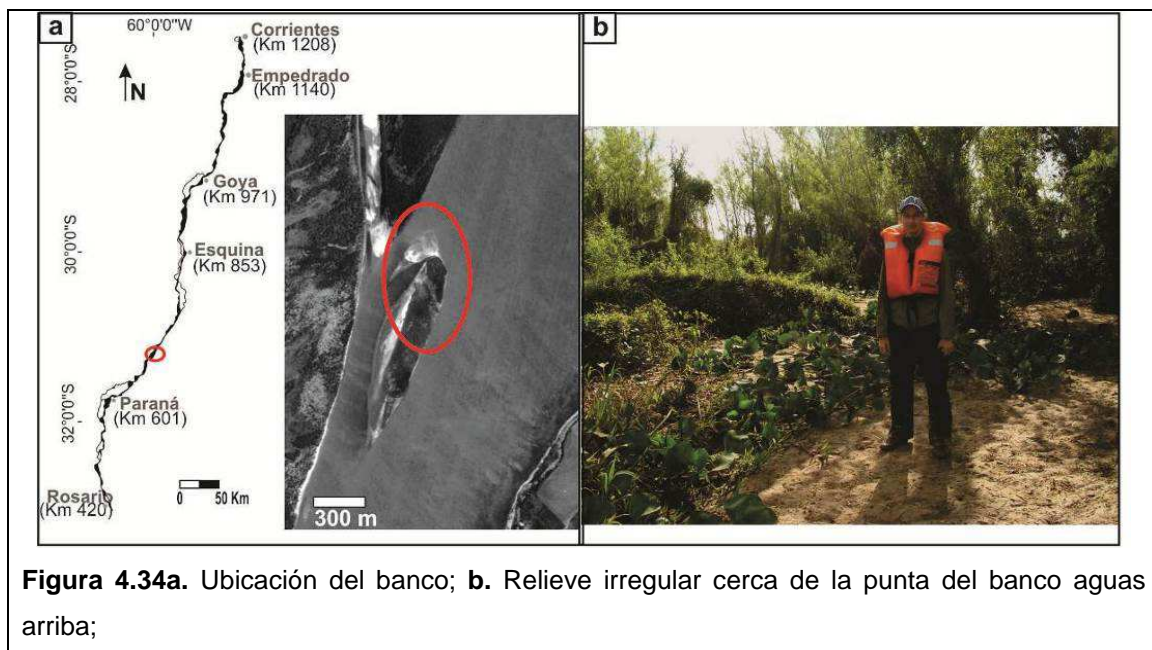
En cuanto a la geomorfología y sedimentología, se encontraron dos maneras distintas de arreglos: aquellos bancos que presentan un relieve interno acentuado por dunas e interdunas, generalmente con una diferencia de altura interna exagerada por escurrimiento superficial del agua, que aprovecha las bajíos entre las dunas; y los que carecen de desniveles internos, formados principalmente por sedimentos en suspensión.

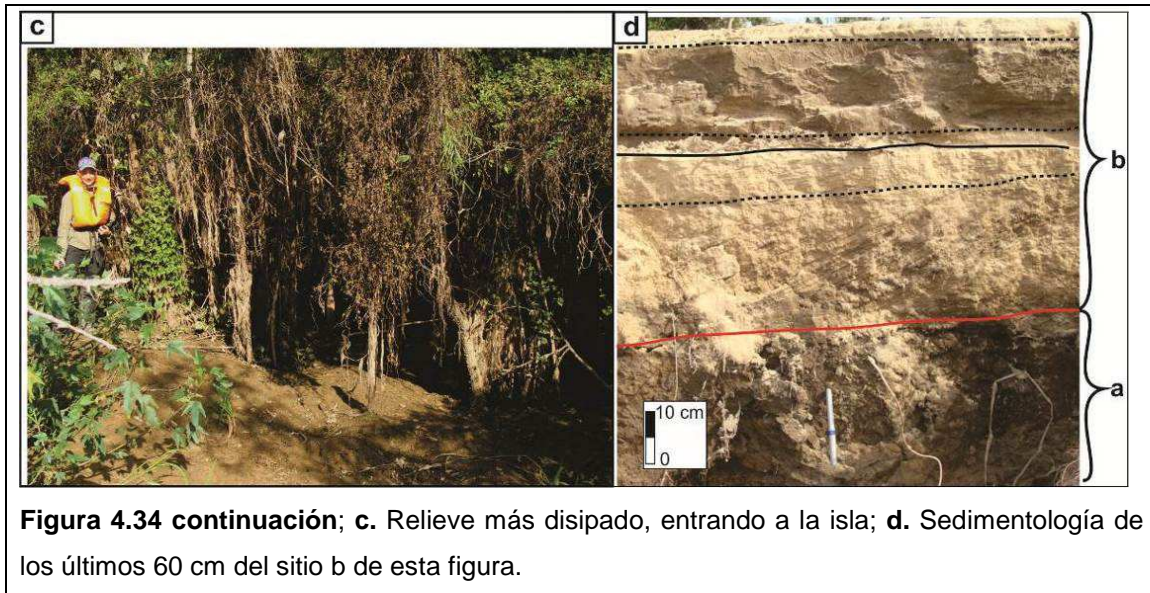
El sitio de muestreo del primer estilo de ambiente se indica en la figura 4.34a. El banco está adosado aguas arriba de una isla pequeña (longitud: 1400 m; ancho: 300 m) que se empezó a formar en el año 2003. El relieve de este banco se caracteriza por tener desniveles internos pronunciados creados por dunas e interdunas (*fig. 4.34b-c*), donde se advierten sucesivas etapas evolutivas de la misma, simultáneamente con su transformación en isla.

Precisamente, en el sector próximo a la punta del banco, aguas arriba, la diferencia de altura entre las dunas e interdunas es muy marcada, superior a los 50 cm. Las partes topográficamente más elevadas están cubiertas por arenas finas organizadas en óndulas, mientras que los bajíos (interdunas) se encuentran cubiertos por camalotes dejados por el último desbordamiento. El arreglo sedimentario de la parte superior del banco en este sector se observa claramente en la barranca erosiva (*fig. 4.34d*), que se eleva 1 m sobre el nivel del agua. En ella se diferencian dos fases deposicionales formadas en distintas condiciones hidráulicas del sistema. Su base está integrada por limos con arenas muy finas subordinadas, y está coronada por una capa centimétrica de materia orgánica ligeramente descompuesta (se aprecian los tejidos de las hojas y ramas). Este depósito de suspensión representa la culminación de una fase de crecida. Por encima, se depositó una secuencia de derrame, que está formada en su base por dunas, indicando el inicio de una nueva crecida con un aumento de la energía, compuestas por arenas finas, con estructura entrecruzada,

cuyo techo ha sido erosionado (decapitado) marcando un fondo plano de alta energía; hacia arriba pasa a una laminación ondulítica, propia de un nivel de energía menor. Finalizando la secuencia y señalando el decrecimiento continuo de la energía, se encuentra una capa decimétrica, de geometría tabular, de limos con arenas finas a muy finas subordinadas organizados en laminación paralela, la cual finaliza en una capa de algunos centímetros de arenas finas a muy finas, limpias, conformando pequeñas óndulas.

En dirección hacia aguas abajo, la altura del banco va disminuyendo y su superficie comienza a estar cubierta por algunos milímetros de limos, a la vez que la diferencia en altitud entre las dunas y las interdunas se atenúa progresivamente. Continuando en la misma dirección, se disipan aún más las irregularidades del relieve, y el espesor de los sedimentos finos en superficie aumenta considerablemente (20-30 cm); a su vez, la vegetación cambia sustancialmente a un predominio de árboles, tanto en las dunas como en las interdunas (*fig. 4.34c*).





El otro sitio de muestreo representa el segundo estilo de banco de acreción aguas arriba, diferenciado por un crecimiento continuo y por carecer de grandes desniveles internos (*fig. 4.35*). Este se originó aguas arriba de un banco central permanente complejo unitario (*fig. 4.35a*), que rápidamente se vegetó y se transformó en isla, creciendo de manera continua hacia aguas arriba a través de la acreción de estos bancos (*fig. 4.35b*). Es importante manifestar que en el año 2009, cuando se realizaron los trabajos de campo, no sólo se había transformado en isla el banco central permanente unitario, sino que el banco de acreción aguas arriba ya se encontraba cubierto por vegetación pionera (alisos), formando parte de la isla.

Se realizó una calicata de 120 cm hasta el nivel del agua (Hhp Paraná: 1,9 m) y en su base se prosiguió con una perforación de 90 cm (*fig. 4.35c*), consiguiendo un registro total de 210 cm.

Los primeros 25 cm están compuestos por una capa limosa rojiza, de estructura interna masiva y de consistencia blanda, dejada por la última crecida, la que está sustentando la vegetación pionera. Por debajo se encuentra el banco, que se eleva 2,85 cm con respecto a la isóbata de cero metro del hidrómetro más cercano (Hhp Paraná: 1,9 m).

A partir de la calicata, y sumando la perforación, se distinguieron tres fases deposicionales, diferenciadas de acuerdo a las condiciones hidráulicas de formación. De este modo, aproximadamente los 45 cm inferiores de la perforación están integrados por arenas finas a gruesas, granocrecientes, que representan la etapa de migración de dunas, simbolizada por medio de una estratificación entrecruzada, con una capa intermedia con laminación entrecruzada, indicando esta última una disminución del nivel del agua, pasando, por ejemplo, a una fase de estiaje. A su vez,

el techo de las dunas se halla erosionado (decapitado), indicando la existencia de un fondo plano de alta energía, que finaliza esta secuencia. Suprayaciendo, se encuentra la segunda fase, que tiene un espesor aproximado de 80 cm, y está conformada por arenas finas a medias, moderadamente seleccionadas, de color pardo gris y organizadas en laminación horizontal. La deposición de estas arenas con dicha estructura está vinculada a oscilaciones de un régimen alto con aumento del nivel del agua, lo que promueve la sedimentación. Por último, la tercera fase corresponde a una capa de 45 cm de arenas medias, finas y muy finas de color pardo claro, interestratificadas en forma ondulosa con tres capas de limos (la más espesa de 3 cm) de color pardo rojizo. Las capas limosas tienen una estructura interna de laminación paralela, mientras que las arenas presentan laminación entrecruzada, principalmente sinusoidal, como también paralela. Este arreglo sedimentario, conjuntamente con su estructura, nos revela que ya existe una emergencia temporal del banco y que esta ocurrió en una fase de crecida.

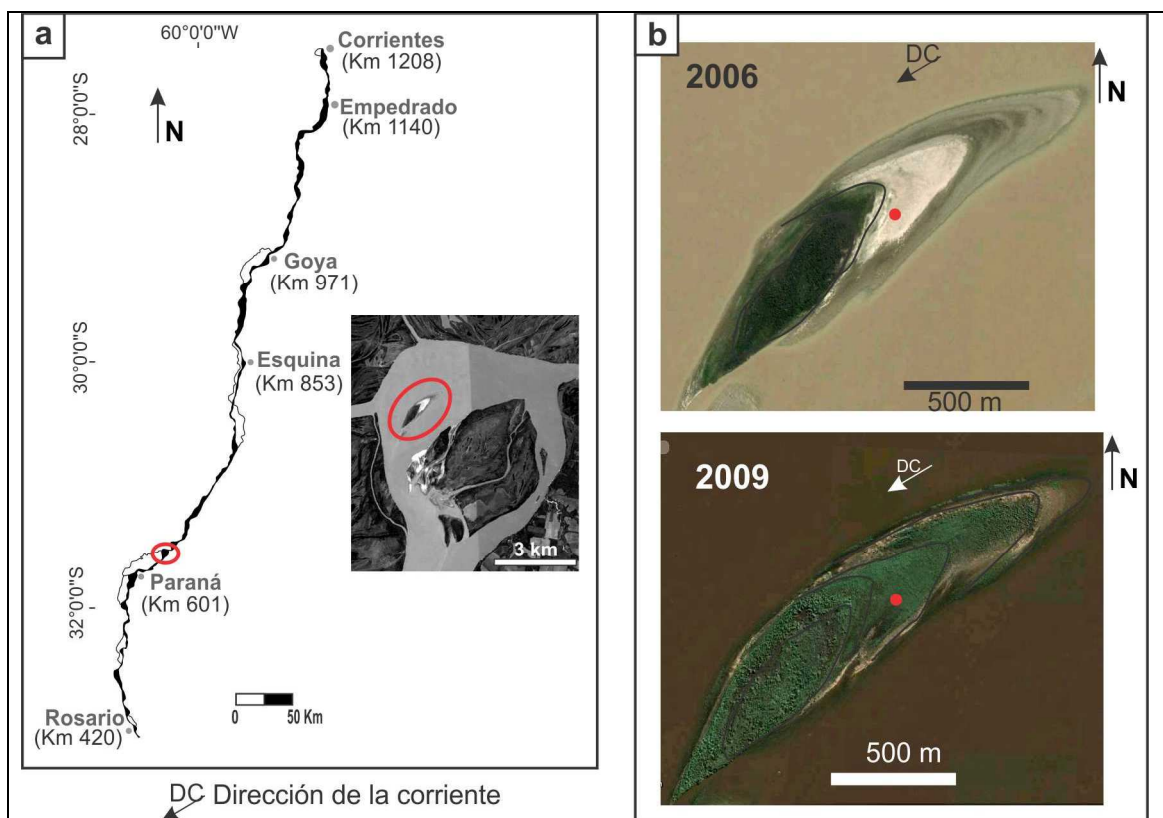


Figura 4.35a. Ubicación del banco en el río; **b.** Ubicación del banco de acreción hacia aguas arriba en dos años distintos, el punto rojo marca la zona donde se realizaron la calicata y la perforación;

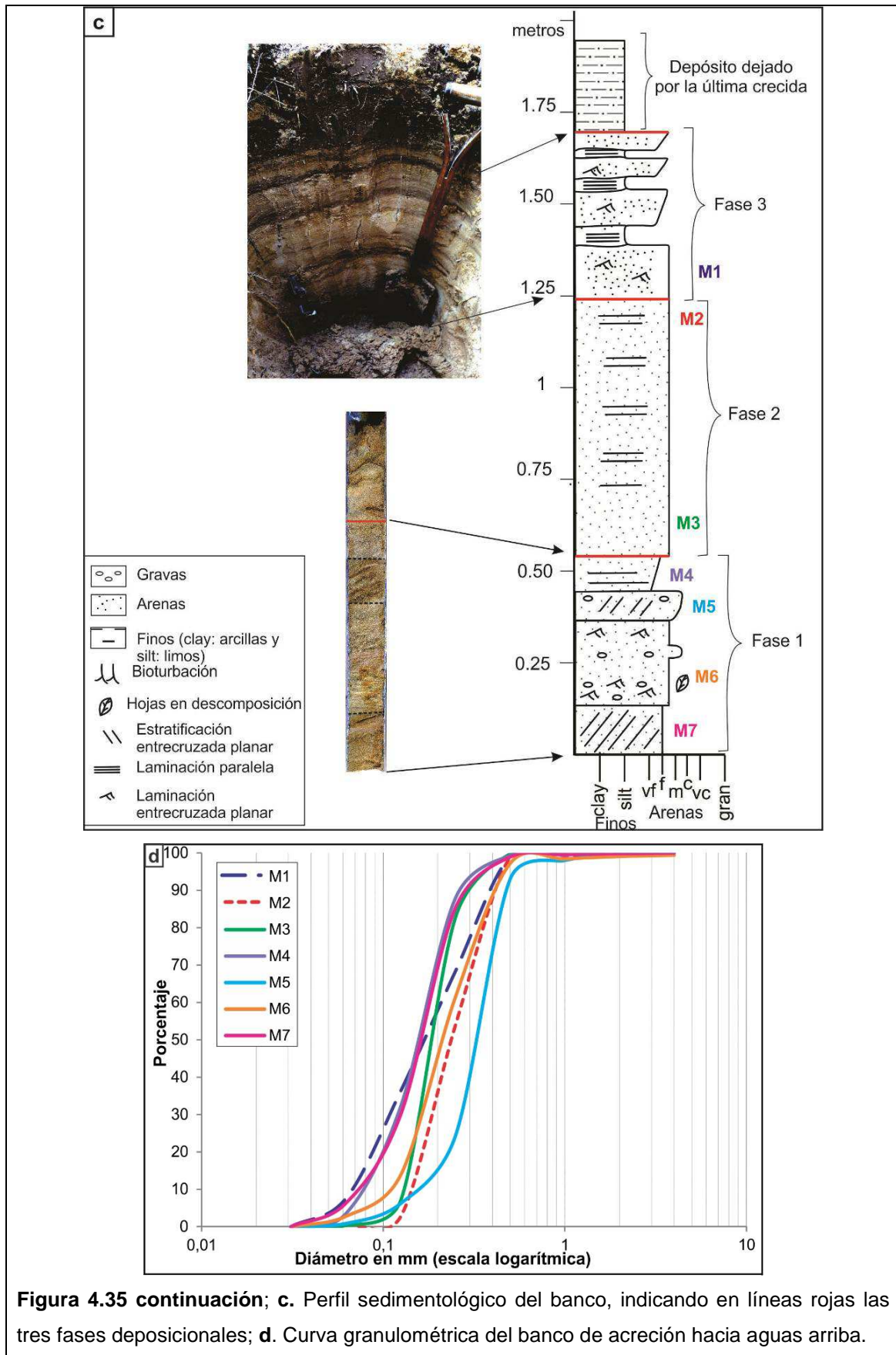
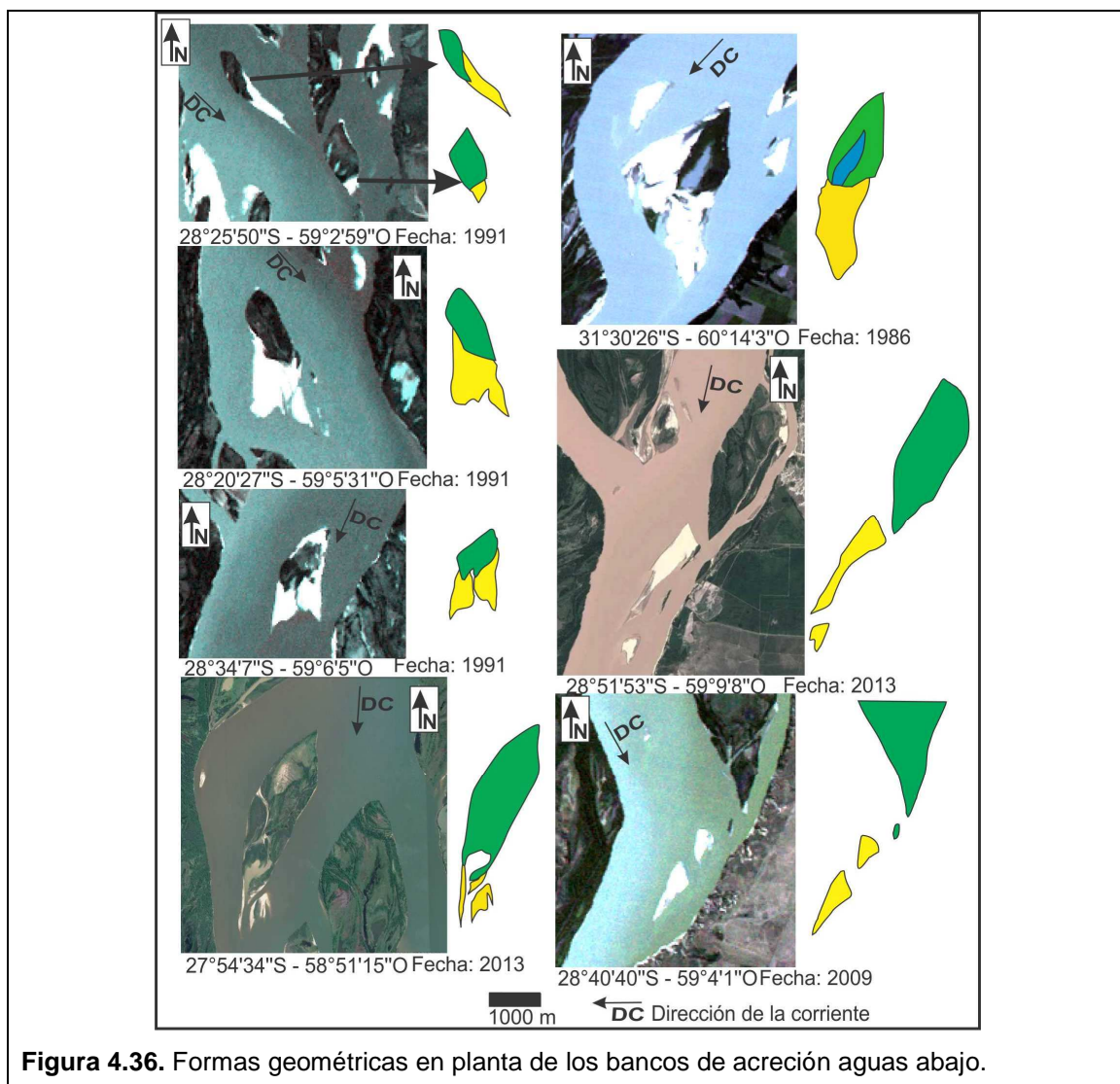


Figura 4.35 continuación; c. Perfil sedimentológico del banco, indicando en líneas rojas las tres fases deposicionales; **d.** Curva granulométrica del banco de acreción hacia aguas arriba.

Bancos de acreción aguas abajo

Hay una gran variedad de morfologías que pueden tener los bancos de acreción aguas abajo (fig. 4.36). Sin embargo, se los puede diferenciar en tres tipos: a) los que emergen como un banco único adosados al extremo aguas abajo de las islas (**banco de acreción aguas abajo unitario**); b) los que se originan como dos bancos de cola desde cada extremo lateral de la isla hacia aguas abajo (**bancos de acreción aguas abajo doble**); y c) aquellos bancos que emergen aguas abajo de las islas pero disociados de ellas por un pequeño riacho (**bancos de acreción aguas abajo desconectados**).



Los bancos de acreción aguas abajo unitarios pueden tener formas geométricas muy variadas al emerger, aunque existe una configuración que es la más frecuente, y es la que se asemeja a un triángulo isósceles, con una relación largo-ancho generalmente mayor a 3:1. Otra característica que pueden llegar a tener estos bancos

es terminar en un pico curvado (similar al de un loro), formado mayoritariamente por sedimentos finos. Esta morfología se suele dar cuando el banco se extiende hacia un estrechamiento (*fig. 4.37a y b*).

Los bancos de acreción aguas abajo dobles pueden ser de dos tipos: los que se asemejan a albardones son largos y angostos, con un ritmo de crecimiento de la vegetación muy elevada; y los que tienen una forma tipo romboidal son mucho más anchos y cortos, y además no se vegetan tan rápidamente.

La morfología de emergencia de los bancos de acreción aguas abajo desconectados se caracteriza por tener una forma triangular de geometría en planta del tipo escaleno obtusángulo.

Los tamaños de emergencia de estos bancos en aguas bajas son muy variables; generalmente los unitarios y dobles se caracterizan por superar el tamaño de la isla a la que están unidos, sobre todo cuando se encuentran adosados a islas pequeñas (menores a 0,1 km²), donde pueden tener hasta diez veces su tamaño. Los bancos desconectados, al estar mayormente asociados a islas de dimensiones grandes (mayores a 2 km²), no las suelen superar.

En cuanto a la ubicación más frecuente en el río que pueden llegar a tener estos bancos, no es perceptible, principalmente la de los unitarios y dobles, los cuales se originan indistintamente en cualquier sector. En cambio, los bancos desconectados, que son los menos frecuentes, suelen hallarse en las confluencias de brazos muy desiguales, de longitud considerable, y en general el brazo menor está limitado por formaciones antiguas de la barranca correntina y la entrerriana.

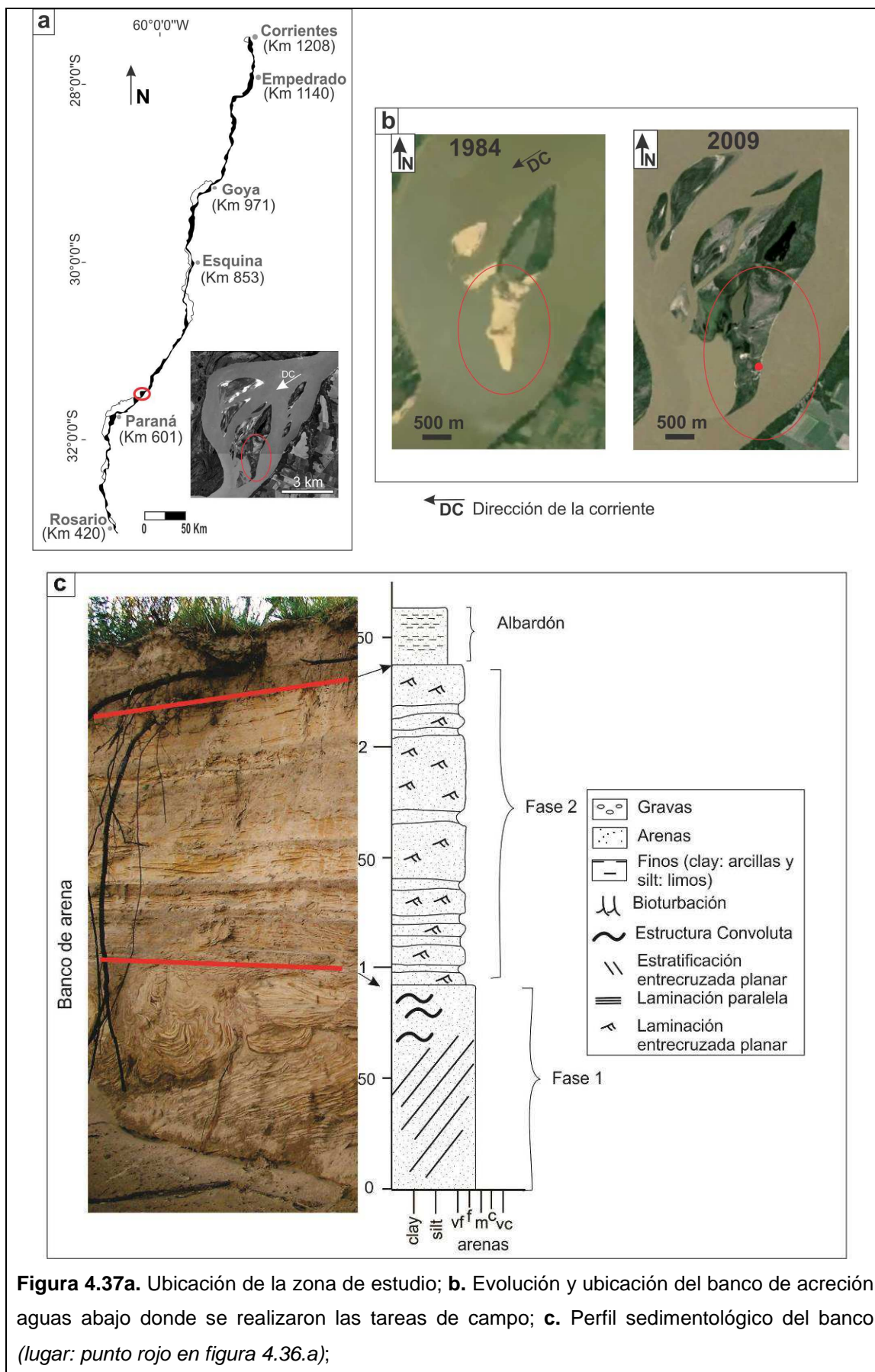
En relación a su representatividad de área y cantidad, estos tipos de bancos se posicionan entre el segundo y el cuarto lugar (*fig. 4.42, ítem 4.4.3.2*), y han mantenido un área y un número muy semejantes para los primeros tres años estudiados (1977, 1986 y 1999), teniendo un comportamiento diferencial si los comparamos con los otros bancos dominantes.

El sitio de muestreo de este tipo de banco se indica en la figura 4.37a. Se trata de un banco de cola unitario formado por el amalgamiento sucesivo de varios bancos con forma triangular a romboidal, separados por bajíos que se mantienen hasta la actualidad y actúan como surcos erosivos durante niveles de aguas altas, transportando sedimento y agua desde el brazo secundario al principal. En cuanto a su edad, si bien en la década del 60 ya existía una zona de bajas profundidades en su ubicación, emergieron con una gran área después de la crecida extraordinaria del

82-83, creciendo continuamente hasta fines del siglo XX, cuando comenzó a vegetarse.

En cuanto a la sedimentología, el banco actualmente subyace a un depósito de albardón de 47,5 cm de espesor, que está integrado por una secuencia granodecreciente formada por dos capas. La base del albardón contiene arenas finas a muy finas, moderadamente bien seleccionadas, de color pardo claro, organizadas en estructura interna laminar paralela. Por encima se depositaron arenas muy finas limosas, de color pardo, friables, con una estructura interna en la que se observa levemente una laminación paralela. Por debajo de esta secuencia de albardón, sigue la sedimentología del banco, el cual se eleva 4 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná), de los que se pudieron describir los 215 cm superiores (*fig. 4.37c*). La porción superior del banco (*fase 2*) está compuesta por un coset de 123 cm de espesor, formado por una alternancia de arenas finas de color pardo claro y arenas muy finas limosas de color pardo. Las capas conformadas por arenas finas presentan una estructura interna que va desde laminación horizontal a ondulítica (tipo A), con cierta deformación sinusoidal dada por asentamiento diferencial. Dichas capas pertenecen a una fase de fondo plano de alta energía coronado por óndulas. Las capas de arenas muy finas limosas presentan una estructura interna formada por laminación paralela de baja energía, representando la fase final de la crecida. Subyaciendo a estas (*fase 1*), se hallan 92 cm de arenas medias a finas de color pardo claro, con estructura interna entrecruzada planar, donde cada lámina es granodecreciente. Conjuntamente, se observa una estructura de deformación convoluta que afecta a todo el espesor de la capa, producto de *slump* del material depositado aguas arriba. Teniendo en cuenta la fórmula de Fedele (1995), que relaciona altura de las dunas, profundidad y velocidad media de la corriente, esta última capa de 92 cm se trata en realidad del frente de avance del banco, debido a que es imposible que una duna con una altura de 1 m aproximadamente (en referencia al espesor del entrecruzado) se forme en las condiciones hidráulicas que existieron en dicha zona (con una profundidad máxima de la columna de agua de 4 m).

A partir del análisis de imágenes satelitales del banco descrito anteriormente, sabemos que emergió después de la gran crecida del año 1982-83. Justamente, podemos relacionar la deposición del coset con el diseño de esa crecida, ya que los diversos picos de la misma se relacionan con la fase arenosa de mayor energía, seguidos por una fase de bajante conformada por arenas limosas de laminación paralela de baja energía.



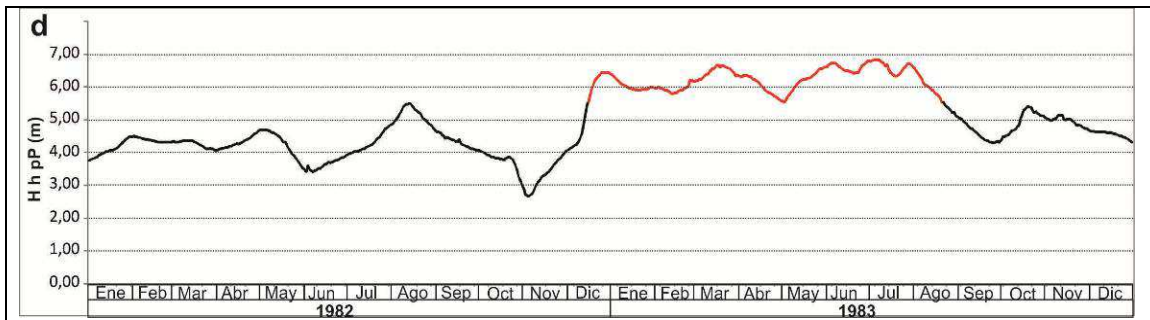
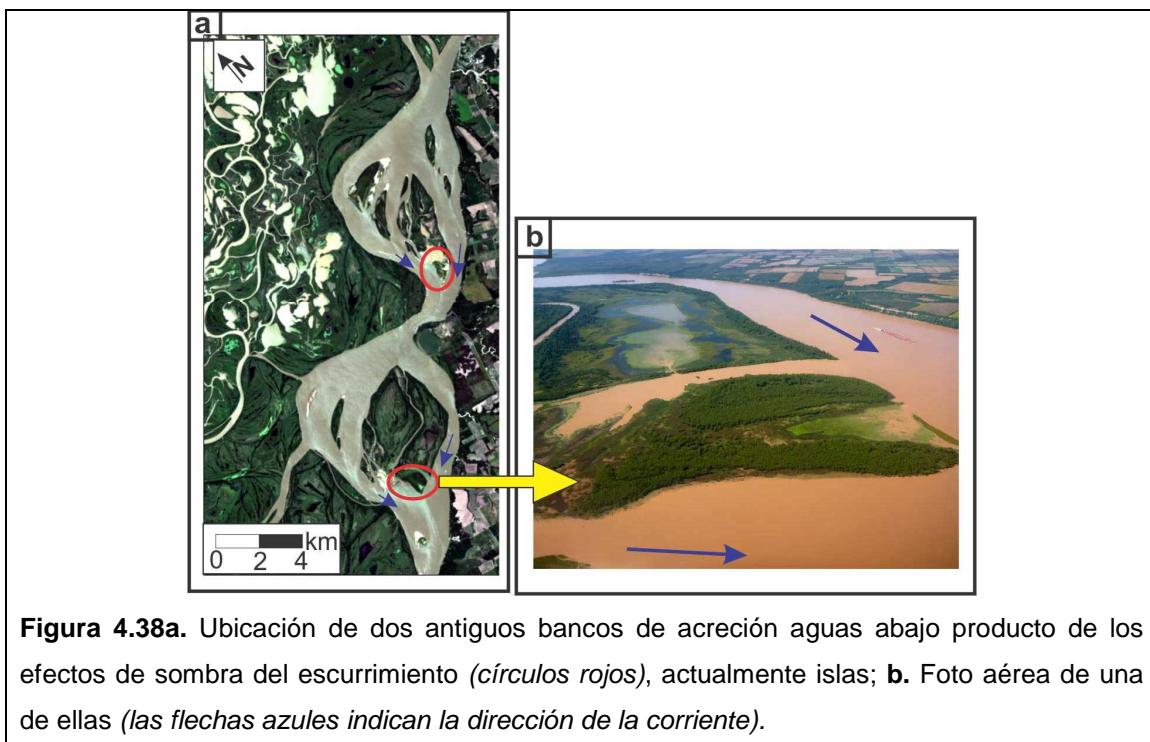


Figura 4.37 continuación; a. d. Alturas hidrométricas en Puerto Paraná, vinculadas a la formación del set compuesto del banco (línea roja).

Un tipo particular de banco de acreción aguas abajo, que merece una distinción especial, son los que se originan asociados a los efectos de sombra del escurrimiento. Ellos se forman en zonas de aguas calmas que presentan una alta sedimentación de finos, ubicadas entre la isla y la confluencia de dos o más brazos del río que se produce aguas abajo.

Generalmente estos bancos no suelen tener una forma en planta definida, y en este río se caracterizan por colonizarse rápidamente por vegetación, casi al mismo ritmo que va emergiendo.

Ejemplos de estos tipos particulares de bancos se muestran en la figura 4.38, que son además los sitios que se recorrió en el campo. Debido a que se vegetan tan aceleradamente, sus características serán detalladas en el capítulo 6, conjuntamente con las islas de ese sector del río.



4.4.3. Variabilidad espacio-temporal de los bancos

4.4.3.1. Los bancos diferenciados por subtramos

A partir de la segmentación realizada por Sobrero *et al.* (2014), referida en el capítulo 3, se analizó en cada subtramo la evolución espacio-temporal de los bancos para el período comprendido entre 1977 y 2009. En este ítem damos a conocer los resultados generales de esta geoforma.

La elección y el tratamiento de las imágenes fueron detallados en el capítulo 2 y en el ítem 4.2; la figura 4.39 señala en un hidrograma (correspondiente a la ciudad de Corrientes) la ubicación de las fechas de las imágenes de los cuatro años elegidos (1977, 1986, 1999 y 2009). Allí se advierte que tanto las imágenes del año 1986 como las de 1999 se encuentran justamente después de grandes crecidas (1982-1983 y 1997-1998, respectivamente).

Las figuras 4.40 y 4.41 ponen en evidencia algunas características y comportamientos de la evolución espacio-temporal de los bancos para el período de estudio. En términos generales, lo primero que se observa es una disminución del área de los bancos en la dirección del escurrimiento, característica que es congruente con el aumento de profundidad que existe en la misma dirección, mostrado por Sobrero *et al.* (2014).

Otra peculiaridad que se observa en la figura 4.41 es la tendencia "ondulatoria" que presenta la relación entre el área de bancos y el área total del subtramo, correspondiendo los subtramos con mayor superficie cubierta por bancos a aquellos con bifurcación del caudal líquido a través de cauces secundarios que escinden una porción importante de la planicie aluvial, como los subtramos 4 y 7. Lo anterior podría estar vinculado a la variación del transporte realizado por el fondo y en suspensión, debido a la sobreelevación del fondo de las embocaduras de los brazos secundarios, congruente con la formación de bancos cerca de las embocaduras en el cauce principal.

El subtramo 10, que exhibe una bifurcación de caudales de igual manera que los subtramos anteriores, no presenta ese aumento de área de bancos versus área total del subtramo, lo cual podría estar vinculado al aumento de profundidad que se produce en dirección al escurrimiento y a las características de los materiales que conforman las márgenes. En relación a esto último, mientras que los subtramos 4 y 7 presentan ambas márgenes compuestas por material aluvial friable reciente, el subtramo 10 está limitado sólo por una margen con ese mismo tipo de material,

estando la otra (izquierda) compuesta por depósitos del Terciario y Cuaternario Inferior, mucho más resistentes.

El otro subtramo que también presenta una importante superficie cubierta por bancos es el subtramo 8, que cuenta con ciertas particularidades:

- Estabilidad planimétrica para los últimos 150 años, en relación a la profundidad, ancho efectivo, sinuosidad del thalweg y entrelazamiento, aunque con un gran recambio de islas en los últimos 100 años. Estas cualidades estarían explicadas por el “encajonamiento” del cauce principal entre materiales geológicos resistentes, que restringen la meandrificación del thalweg del río (Sobrero *et al.*, 2014).
- Comportamiento diferencial en las crecidas, por estar asociado a un estrechamiento de la planicie junto a un resalto en contrapendiente (Ramonell y Cristina, 2014).
- Los cambios en la configuración en planta son tan rápidos que sólo se pueden determinar cuando se analiza el subtramo en períodos reducidos y en intervalos pequeños.

A su vez, otro análisis que se puede hacer de los gráficos es la relación de la situación hidrológica de los años previos a la fecha de las imágenes con respecto a la evolución espacio-temporal de los bancos. De esta manera, lo que más se destaca de la figura 4.40 es la notoria reducción en el área de los bancos para el año 2009. Esto estaría vinculado a la disminución general de la altura media del río que tuvo lugar a partir de 1999 (*fig. 4.39*), lo que promovió una sedimentación de finos y la vegetación generalizada en la mayoría de los bancos, transformándolos en islas. Este aumento en el área de islas se analiza en el capítulo 5, referente a islas.

Asimismo, Amsler *et al.* (2005) indican cómo una reducción de caudales medios en el río Paraná origina una concentración del escurrimiento en el cauce principal, aumentando sus profundidades y disminuyendo el ancho del río.

Otra característica en relación a lo anterior es la tendencia similar que presentan las áreas de los bancos correspondientes a las imágenes de 1986 y 1999, posteriores a grandes crecidas (1982-83 y 1998, respectivamente). Por otra parte, se advierte que existe una mayor formación de bancos en los primeros subtramos (1 a 3) para el año 1986 con respecto a 1999, mientras que esto se revierte para el resto de los subtramos, donde se produce una exageración del área de los bancos para el año 1999. Esto podría estar relacionado al modo en que se produce la rama descendente de la crecida. En tal sentido, Ramonell y Cristina (2014) realizaron un análisis de la propagación de crecidas en el río Paraná para los últimos 25 años a partir de la

combinación de limnigramas de estaciones hidrométricas de todo el tramo. Entre otros resultados, señalan tres situaciones distintas para las ramas descendentes de las crecidas en las sucesivas escalas hidrométricas:

- la bajante ocurre con similar celeridad en las sucesivas escalas hidrométricas, desfasadas en el tiempo aguas abajo
- la bajante se sucede en forma atenuada y retardada
- la bajante tiende a producirse con igual celeridad y en simultáneo en gran parte del río.

De este modo, realizando una comparación entre las crecidas de 1982-83 y 1998, se advierte a nivel general que el limbo descendente de la primera se produce de una manera más atenuada y retardada, mientras que la bajante de la crecida de 1998 se produce más abruptamente y en simultáneo en gran parte del río. Esto último promovería un mayor estancamiento de los bancos en el cauce post crecida de 1998. También hay que tener en cuenta que la fecha de las imágenes analizadas del año 1999 está más cerca de esta última crecida, en comparación con las imágenes de 1986, por lo que los bancos emergidos post crecida de 1998 tuvieron menos posibilidad de erosionarse o modificarse.

Sin embargo, hay que tener presente que las imágenes representan una instantánea de un momento en particular; por lo tanto, para realizar mayores análisis se necesitaría trabajar con muchas más fechas.

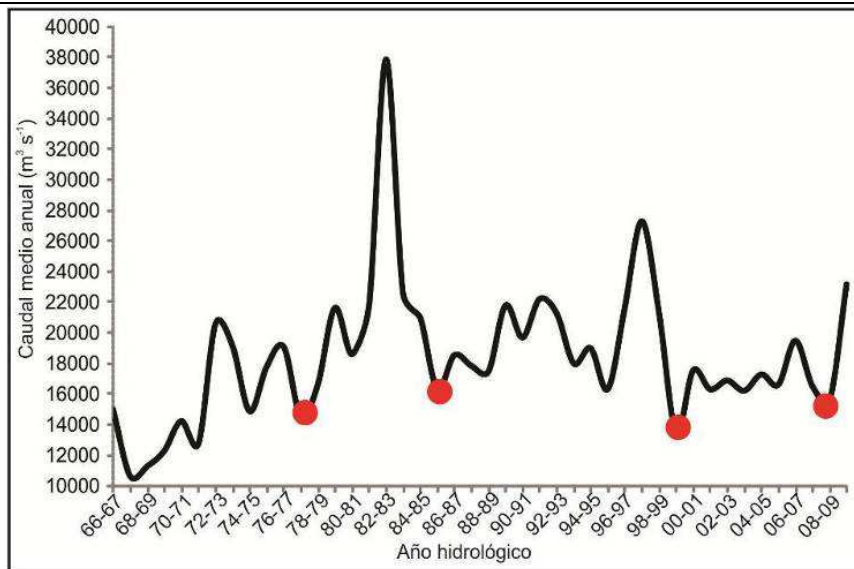
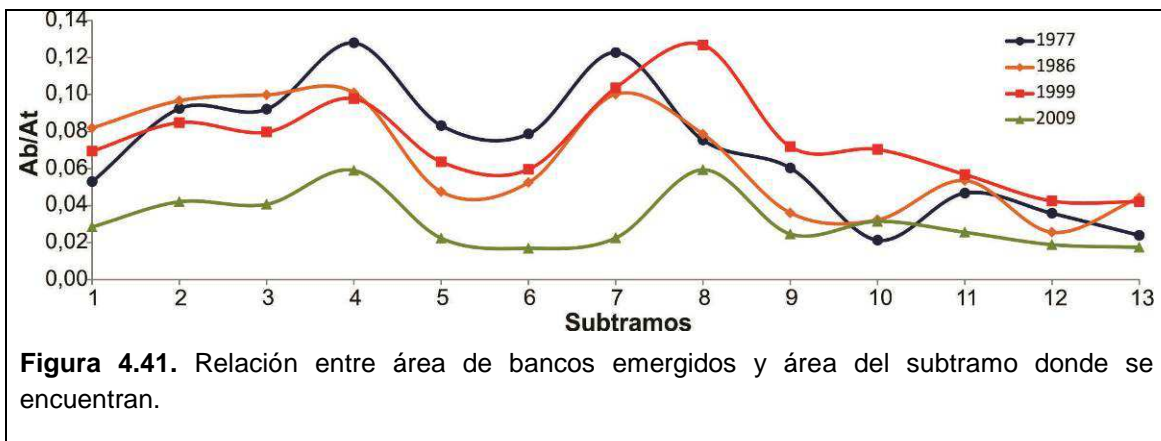
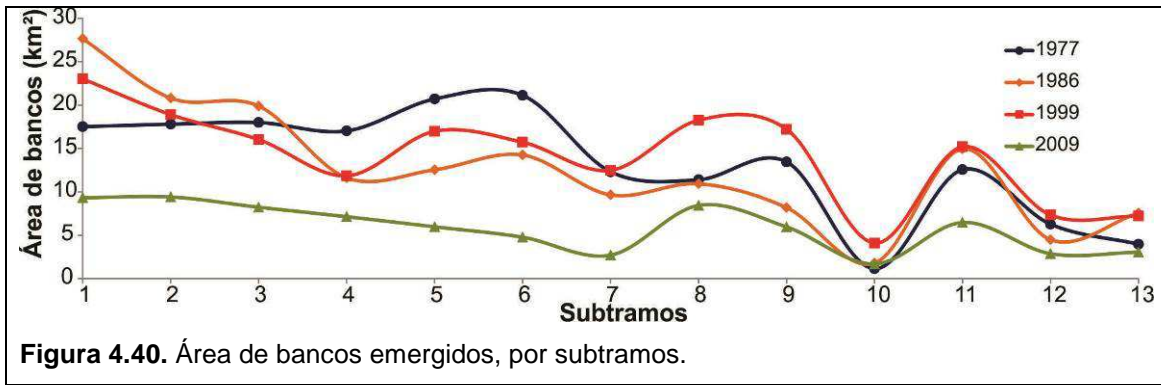


Figura 4.39. Caudal medio anual en Puerto Corrientes. Los puntos rojos indican las fechas de las imágenes utilizadas.



4.4.3.2. Los bancos de acuerdo a la clasificación propuesta

Anteriormente mostramos la variabilidad espacio-temporal de todos los bancos para el período 1977-2009. En este ítem lo hacemos de acuerdo a la clasificación que presentamos en este capítulo, a nivel del tramo completo del río, ya que el análisis más detallado de algunos subtramos se realiza en el capítulo siguiente, conjuntamente con las islas.

De esta manera, la figura 4.42 revela la evolución temporal de cada tipo de banco de acuerdo al área que cubre, el número de bancos para cada año y la relación de los parámetros anteriores (*fig.4.42a, b y c, respectivamente*), de lo que se advierte lo siguiente:

- Los bancos de acreción lateral siempre dominaron, tanto en área cubierta como en cantidad, existiendo un aumento muy marcado en el año 1999, sobre todo en relación a los otros bancos para ese mismo año, representando casi el 40% de área cubierta por el total de los bancos. Por otra parte, si observamos la figura 4.42c, la cual nos da la relación área versus número, se advierte que la tendencia es una reducción en el área de los bancos pero un aumento en su cantidad.

- Los bancos asociados a las márgenes también tuvieron una alta representatividad de área en los años 1977 y 1986, encontrándose en segundo lugar (fig. 4.42a). Sin embargo, disminuyen marcadamente de 1977 a 1999, acordes con el aumento del ancho efectivo que se registra en el cauce para ese período (fig. 5.5, capítulo 5).

- Existe un comportamiento inverso en relación al área que ocupan los bancos de acreción aguas abajo con respecto a los de aguas arriba, dominando los primeros en los años 1977 y 1986 y los segundos en 1999 y 2009, mientras que, si tomamos en cuenta la cantidad, solamente para el año 2009 los bancos de acreción aguas arriba los superan. Si analizamos el gráfico c, se advierte que los bancos de acreción aguas abajo se mantuvieron semejantes en área y cantidad para los años 1977, 1986 y 1999, disminuyendo ambos parámetros marcadamente para 2009, mientras que los bancos de acreción aguas arriba, para los últimos tres años (1986, 1999 y 2009), sostuvieron un número bastante similar, no así el área de emergencia. Por otra parte, si analizamos ambos tipos de bancos según la segmentación de Sobrero *et al.* (2014) (fig. 4.43), se advierte que la dominancia en área y número de uno u otro no sólo varía de acuerdo al año que se toma, sino también al subtramo que se analiza.

- Los bancos centrales permanentes complejos unitarios, si bien son una minoría tanto en cantidad como en área con respecto a los bancos antes mencionados, son sumamente importantes por los cambios morfológicos del cauce que conllevan su origen y su relación con la formación de islas. Se nota claramente en la figura 4.42 su vínculo con la evolución del caudal efectivo, cuyo aumento después de la década del 70 promovió, además de otros cambios, un aumento en la sinuosidad del thalweg (Amsler *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2009; y Sobrero *et al.*, 2014).

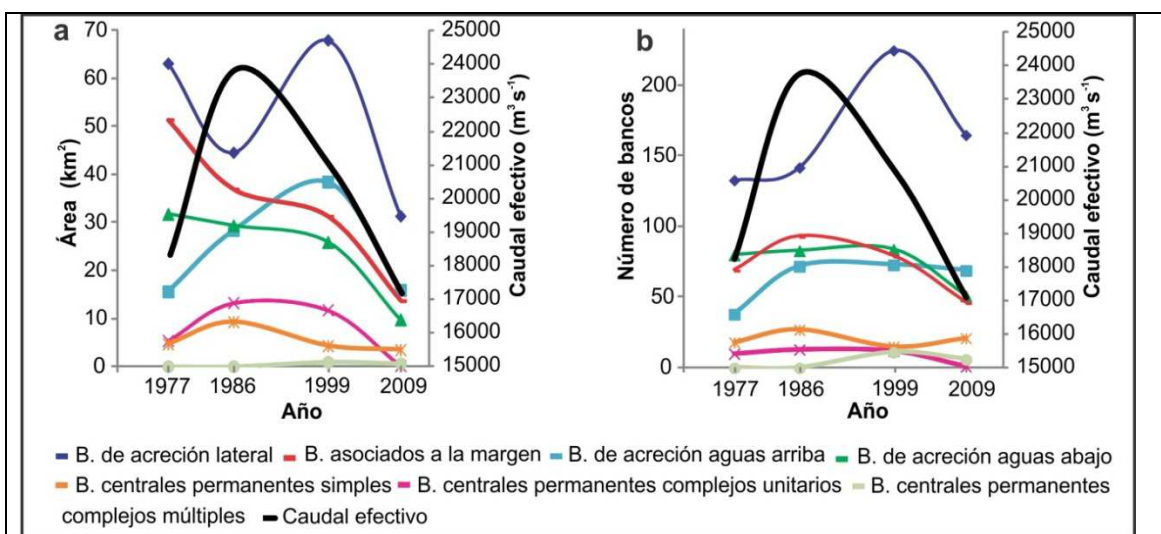


Figura 4.42a. Área cubierta en los años de estudio por cada tipo de banco; **b.** Cantidad de cada clase de banco en los años de estudio;

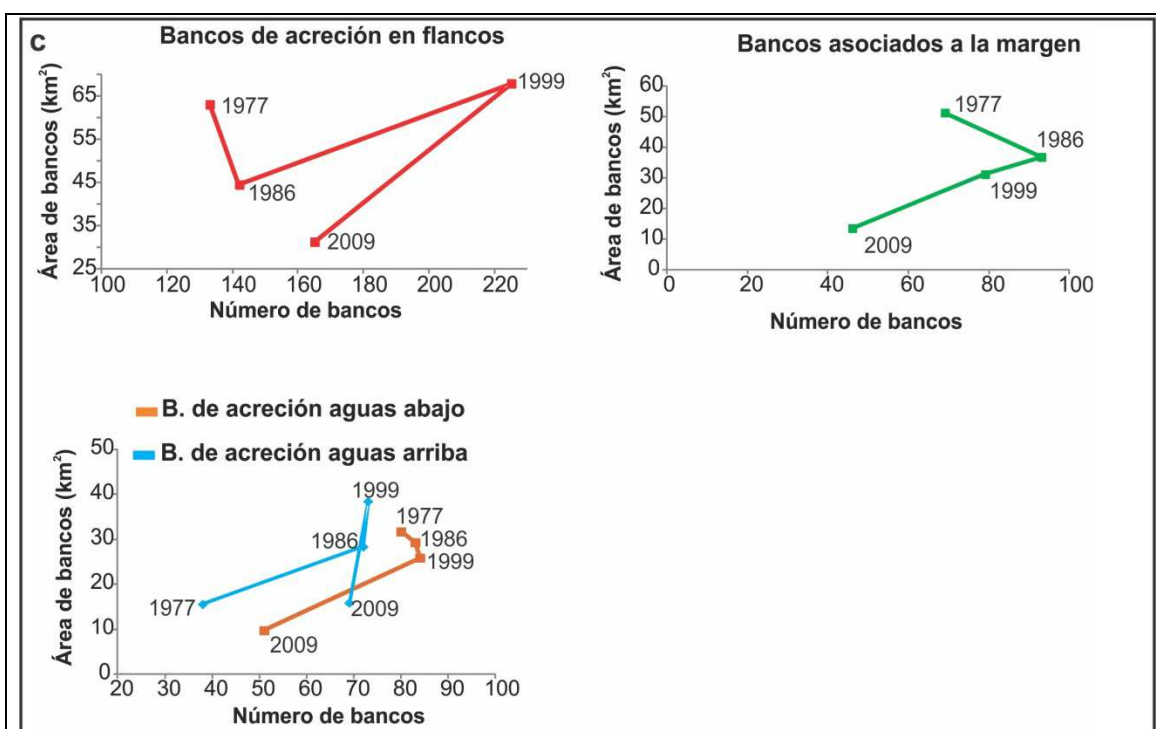
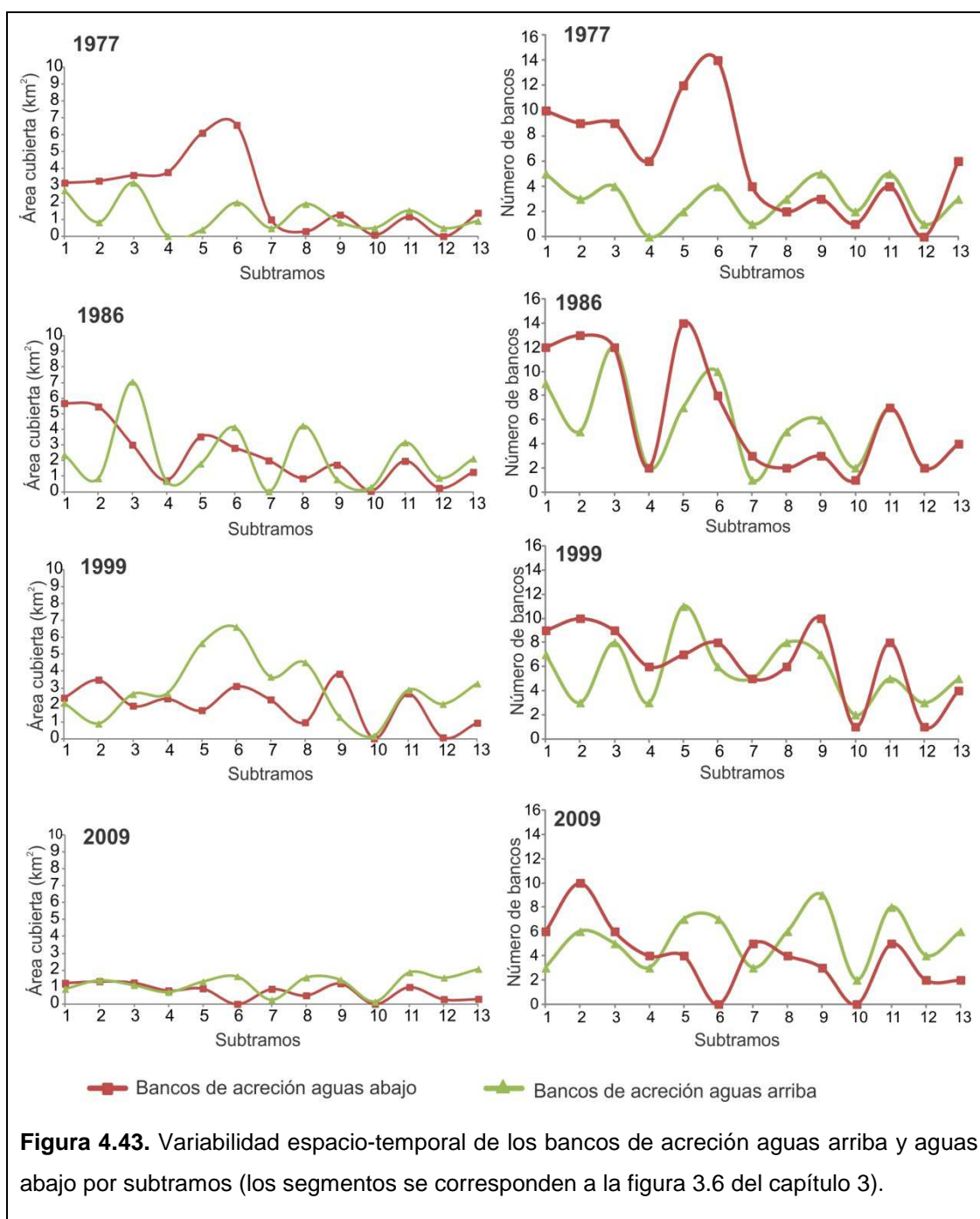


Figura 4.42 continuación; c. Relación entre área de bancos y cantidad para los 4 tipos de bancos con mayor superficie cubierta y frecuencia.



4.4.4. Caudal efectivo (o morfológico), caudal de *bar full* y los bancos

El caudal morfológico (también llamado “dominante”, “efectivo” o “formativo”, entre otros) es aquel que está asociado a las dimensiones morfológicas del cauce; algunos consideran que es el caudal de cauce lleno, otros autores lo consideran como el caudal medio de inundación con una determinada recurrencia, e.g. dos o tres años.

Para cauce de lecho granular se ha propuesto el caudal morfológico como aquel que maximiza el transporte de la granulometría dominante; este cómputo particular de caudal se denomina *caudal efectivo*.

Amsler *et al.* (2005) demostraron que para el río Paraná Medio el caudal efectivo se asemeja al caudal medio de un cierto período, al cual lo vincularon a niveles de agua en dos estaciones (Puerto Paraná y Puerto Corrientes) (tabla 2, Amsler *et al.* 2005).

Con el fin de averiguar si existe una correlación entre la hidrología (representada por el caudal efectivo), la hidráulica (representada por el transporte de los granos producidos por ese caudal) y una morfología producto de ese caudal efectivo, elegimos diez perfiles de bancos en la zona de Curtiembre-Chapetón (*fig. 4.12*), donde medimos su elevación (en aguas bajas) tomando como cero metro el del hidrómetro del puerto de Paraná. A su vez, relacionamos esas alturas con un caudal de *bar full*, a partir de la ecuación altura-caudal (H-Q) realizada por Amsler y Prendes (2000).

Por otro lado, calculamos el caudal medio ($\sim Q$ efectivo, en Puerto Paraná) para el período previo a la colonización por vegetación del banco, generalmente los diez años anteriores o al menos los cinco años previos, dependiendo de cuándo el banco comenzó a formarse.

Todos esos datos están reflejados en la tabla 4.3, donde se advierte una semejanza entre el caudal de *bar full* obtenido para los diferentes bancos y el caudal efectivo imperante durante su formación. Los bancos considerados tienen un rango de formación, desde la década del 60 hasta la actualidad, que abarca alturas de hasta casi 2 m de diferencia entre ellos. Justamente, podemos diferenciar en rasgos generales tres niveles de alturas, el más bajo de casi 2,3 m, el cual corresponde a un banco formado en la década del 60, período seco, cuando el caudal medio era mucho más bajo ($\sim 13000 \text{ m}^3/\text{s}$). Por otra parte, el nivel más alto está próximo a los 4 m y pertenece a los bancos que se formaron después de la década del 70, cuando se pasó a un período húmedo, con caudales medios muy superiores a los precedentes ($\sim 17000 \text{ m}^3/\text{s}$). A su vez, el nivel intermedio está cercano a los 3 m, y caracteriza a los bancos desarrollados entre el año 1999 y 2009, precisamente donde el hidrograma nos muestra una disminución del caudal medio ($\sim 14500 \text{ m}^3/\text{s}$). Estas fluctuaciones del hidrograma son reseñadas en el capítulo 3, en el ítem 3.2.

Es importante aclarar y advertir que estos resultados son de un sector específico del río Paraná, y no se pueden trasladar a todo el río sin antes realizar estas mismas comprobaciones en otros sectores.

Por otra parte, resaltamos la practicidad para estimar en campo el caudal efectivo.

Ubicación del banco	Altura del banco (m)	Caudal de <i>bar full</i> (m³/s)		Período considerado	Caudal medio (efectivo) (m³/s)
		AyEE ^a	FICH ^b		
31°29'17"S - 60°13'26"O	2,26	12300	13000	01-01-1960 a 31-12-1969	12900
31°30'57"S - 60°14'1"O	4	17000	18000	01-01-1980 a 31-12-1989	17200
31°29'35"S - 60°14'31"O	3,8	16500	17400	01-01-1978 a 31-12-1988	16900
31°33'31"S - 60°19'44"O	3,8	16500	17400	01-01-1990 a 31-12-1999	17300
31°32'58"S - 60°19'3"O	3,6	16000	16800	01-01-1993 a 31-12-2002	16000
31°32'36"S - 60°19'48"O	2,85	13850	14700	01-01-1999 a 31-12-2006	13900
31°35'59"S - 60°20'8"O	3,45	15500	16400	01-09-2004 a 31-08-2014	14400
31°31'40"S - 60°19'48"O	3,17	14800	15600	01-01-2009 a 31-08-2014	15000

Tabla 4.3. Relación Q de *bar full*, Q morfológico y altura de los bancos.

^a Agua y Energía Eléctrica SE.

^b Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas.

4.5. Discusión del capítulo

El uso de imágenes aéreas y cartas batimétricas para el estudio sistemático de los bancos de arena tanto en el espacio (~700 km) como en el tiempo (35 años), así como su relación con la hidrología, nos permitió identificar y agrupar a los bancos de acuerdo a su dinámica, ubicación y sobre todo a su vinculación (espacial y temporal) con otras morfologías del cauce. El análisis precedente, y teniendo en cuenta las propiedades de este gran sistema fluvial y los antecedentes sobre los bancos de arena, nos llevó a generar la clasificación propuesta. Dicha categorización de los bancos no sólo sirve para describir estas geoformas y los procesos actuantes, sino también para predecir cambios morfológicos en el cauce. De esta manera, esta primera parte de la discusión está orientada a finalizar de sustentarla.

En el apartado 4.3.3 hacemos referencia a que los procesos que dominan en la formación y evolución de bancos fluviales en ríos pequeños no son los mismos ni tienen la misma intensidad que en los grandes ríos (Schumm y Winkley, 1994; Latrubesse et al. 2005; Gupta, 2007; Latrubesse, 2008; Lewin y Astworth, 2013), de manera que es muy difícil equipararlos y usar alguna de las clasificaciones realizadas en esos ríos.

Dentro de los ríos de tamaño semejante al Paraná, el río Brahmaputra es el que tiene la mayor cantidad de antecedentes sobre este tópico y propuestas de

clasificaciones de bancos de arena, algunas realizadas varias décadas atrás (Coleman, 1969; Bristow, 1987) y otras más modernas que utilizan la categorización planteada por Bridge (1993, 2003). Ciertas particularidades de ambos ríos hacen que la dinámica evolutiva y morfológica de los bancos, así como su participación en los cambios morfológicos del cauce, sean muy distintas y difíciles de homologar. Por ejemplo, la oscilación promedio del nivel del agua (vinculado al régimen hidrológico) fue calculada en alrededor de 6 m para el río Brahmaputra, tomando un período de 30 años (Best *et al.*, 2007), mientras que, si hacemos ese mismo análisis en el río Paraná Medio, nos da una diferencia de 1,5 m (estación Puerto Corrientes) para los últimos 35 años. Esta característica del Paraná permite que exista un conjunto de bancos que generalmente nunca emergen, de manera tal que nuestro primer nivel de clasificación está relacionado con esta propiedad. Así, agrupamos a los bancos en **bancos sumergidos** y **bancos emergidos**, donde los primeros se hallan sumergidos en todos los niveles hidrométricos del río. Estos bancos sumergidos se asemejan a una lengua, similar a la descrita por Collinson (1970) en el río Tana, pudiendo aparecer solitarios (se clasifican como *bancos unitarios o linguoides*) o en grupos coalescentes (*bancos múltiples*).

Los bancos sumergidos aparecen en la literatura generalmente como la fase inicial para la formación de un patrón entrelazado y del resto de los bancos del centro del cauce o adosados a las márgenes, como por ejemplo las barras transversales unitarias de Smith (1974), las *cross channel bars* de Cant y Walker (1978), las macroformas tipo Platte de Crowley (1983) y las barras alternadas de Bridge (1993). No obstante, si bien en el río Paraná Medio estos bancos pueden tener un arreglo en el cauce muy variable, desde solitario hasta en forma alternada o múltiple, similar a lo que Fujita (1989) muestra en un canal de experimentación, en este río estos bancos no llevarían a la generación de un patrón entrelazado. Son geoformas casi exclusivamente sumergidas, y no necesariamente producen cambios en la morfología del cauce debido a su ocurrencia; aspecto que sí lo describen los otros autores. Sin embargo, las diversas formas que adoptan varios de los bancos emergidos, parecen relacionarse con la migración y las diferentes formas de coalescencia y yuxtaposición de estos bancos sumergidos, además de las interacciones que se dan entre ellos. En tal sentido, y teniendo en cuenta su abundancia a lo largo de todo el tramo, entendemos que deben ser estudiados más intensamente.

Por otra parte, están los bancos emergidos en el río Paraná Medio, que representan en área cubierta, en los 35 años estudiados (en aguas bajas), entre un 5 y un 11% con respecto al área del cauce, lo cual nos revela que la relación entre caudal sólido y

caudal líquido es baja (*tabla 4.2*), sobre todo si la comparamos con el río Brahmaputra, donde dicha relación es más de tres veces ese valor. Esta propiedad, sumada a que los bancos emergen como máximo hasta un nivel de aguas medias, a la escasa oscilación del nivel del agua y a la elevada tasa de sedimentación de finos (Drago y Amsler, 1998; Marchetti *et. al.*, 2013), hace que el Paraná Medio sea más característico por sus islas que por sus bancos de arena, otra diferencia no sólo con el Brahmaputra, sino también con la mayoría de los ríos que se han utilizado para clasificar los bancos (Saskatchewan, Kicking Horse, Tana, etc.).

Nosotros advertimos que diferenciar los bancos emergidos de acuerdo al rol que tienen en el crecimiento y configuración de las islas de cauce, separando los que emergen asociados a ellas (***bancos vinculados a las islas del cauce***) de los que no lo hacen (***bancos desvinculados de las islas del cauce***), resultaba favorable para el análisis integral de la evolución morfodinámica del cauce y sus geoformas. De este modo, los primeros participan del crecimiento y unión entre islas, promoviendo la extensión de brazos secundarios, y los distinguimos según su ubicación y crecimiento con respecto a la isla, de igual manera que lo hizo Bristow (1987) en el Brahmaputra.

A los ***bancos emergidos desvinculados de las islas***, siguiendo el criterio de libertad en relación a otras geoformas, los denominamos ***bancos libres*** y ***bancos asociados a las márgenes***. Los primeros los diferenciamos de acuerdo a la estabilidad que experimentan en el cauce, si evolucionan en islas o no y si responden y/o promueven una modificación sustancial en la morfología del cauce. De esta manera, los llamamos ***bancos centrales permanentes*** y ***bancos centrales efímeros***. Estos últimos son similares a las *unit bars* del río Brahmaputra descritas por Sarma (2005). No obstante, en este río no emergen solamente por una disminución del nivel del agua, sino sobre todo cuando existe algún obstáculo que impide que el banco sumergido siga avanzando libremente por el fondo, lo que produce un apilamiento de dunas en su cresta y termine emergiendo. Estos bancos centrales efímeros también fueron detallados por Smith (1974, 1978), Ashmore (1982, 1991), Bridge (1993, 2003), Ashworth *et al.* (2000), entre otros; en todos los casos, como se dijo anteriormente, se refirieron a ellos como el banco núcleo (inicial) de los bancos responsables de la configuración de un patrón entrelazado, particularidad que no se ve reflejada tan claramente en este río.

Por su parte, los bancos centrales permanentes (estables en el tiempo, evolucionan en islas y están relacionados a una modificación en la morfología del río) fueron descriptos y clasificados ampliamente en la literatura, donde se utilizan diferentes nombres, principalmente según la complejidad morfológica, y en algunos casos de

acuerdo a la génesis. Por ejemplo, los bancos centrales de morfologías simples conformados por un solo centro deposicional son denominados como *central bar*, *mid-channel bar*, *longitudinal bar* y *unit bar* por Leopold y Wolman (1957), Coleman (1969), Smith (1974, 1978), Cant y Walker (1978), respectivamente. Por otro lado, para los bancos que presentan una mayor complejidad, cuya superficie se encuentra subdividida por pequeños canales, se utilizan términos como *compound bar*, *braid bar*, *sand flat* y *complex sand bar* (Smith, 1974; Bristow, 1987; Ashmore, 1991; Cant y Walker, 1978).

En cuanto a la génesis de ellos, hay distintos planteos, como por ejemplo: a) incompetencia del flujo para transportar los granos más gruesos (Leopold y Wolman, 1957); b) mediante un corte por tangencia de una barra diagonal (adosada a la margen) ubicándola luego en posición central (Ashmore, 1991); c) debido a la presencia de pozos (chute) donde el flujo converge y socava, generando sedimento adicional que se deposita aguas abajo donde el flujo se expande (Ashmore, 1991); d) a partir de una barra transversal sumergida que se forma por expansión del flujo, aguas abajo de una constricción (Cant y Walker, 1978); e) a través del desarrollo de barras alternadas en hileras simples o múltiples (Ashmore, 1991; Bridge, 1993). Todos los estudios anteriores fueron realizados en ríos pequeños o en laboratorio, donde el factor común de casi todos ellos es la presencia de un depósito de sedimentos en el centro del canal que causa un cambio en la morfología del cauce, ensanchándolo, lo que promueve la emergencia de la barra. Sin embargo, nosotros notamos que en el río Paraná Medio existen dos tipos de estos bancos: los que se ubican en el centro de brazos menores (**bancos centrales permanentes simples**), cuyo proceso de formación y evolución sería equivalente a lo que ocurre en ríos pequeños, según describen los autores mencionados; y los **bancos centrales permanentes complejos** ubicados en el centro del cauce principal, cuyo origen está vinculado inicialmente a una expansión de la onda del thalweg, es decir que primero se modifica la morfología del cauce. Ese aumento de la amplitud de la onda del thalweg deja detrás de sí una plataforma sobre la cual se formaron estos bancos, que evolucionan hasta convertirse en islas. Esto no quita que la formación del banco sobre la plataforma no involucre alguno de los mecanismos señalados anteriormente en la literatura. Estos últimos bancos representan un eslabón importante en la generación del patrón *anabranching*.

Para el estudio de la categoría de **bancos libres**, es preciso advertir que, al utilizar imágenes satelitales y batimetrías de un solo período, es sumamente complejo poder afirmar fehacientemente si el banco se originó totalmente libre en el cauce o en realidad estuvo en algún momento unido a otra geoforma, independizándose más

tarde a partir de una rectificación subacuática, como lo ejemplificaron Ramonell *et al.* (2002, pág. 138).

Finalmente, se reconocen los **bancos asociados a las márgenes del río**, que aparecen en diversos sectores del cauce, como en la concavidad de las curvas u ondas, conformando estrechamientos en zonas de confluencia de brazos o cegando brazos y adosando las islas del cauce a la planicie. Se corresponden con los descritos en la literatura como bancos laterales, semilunares o de punta, alternados, diagonales y marginales. Estos tipos de geoformas han sido ampliamente estudiados en todos los sistemas fluviales por diversos autores, quienes señalan distintos arreglos morfológicos y demuestran los distintos orígenes de los bancos. Algunos de ellos son: a) asociados al desarrollo de un patrón entrelazado, como el que describe Bridge (1993) a partir de barras alternadas en hileras simples; b) debido al movimiento sinuoso del thalweg (Coleman, 1969); c) en zonas curvas del canal a partir de barras transversales sumergidas unidas a una margen (Cant y Walker, 1978); d) por caída de la velocidad del flujo debido a particularidades topográficas (Santos y Stevaux, 2000), entre otros. En el Paraná Medio observamos que no existe una sola forma de generarlos, ya que en los tramos rectos y angostos se distinguen barras alternadas adosadas a las márgenes, en tramos curvos convexos es más típica la formación de los bancos semilunares o de punta (*point bar*) y también se diferenciaron sectores de sedimentación por disminución de la velocidad del flujo. Por lo tanto, al ser un río con una gran diversidad de este estilo de bancos, hemos adoptado un término que incluye a todos, proponiendo que se debería seguir estudiando más detalladamente cada caso en particular. Por otra parte, el estudio integral de todos los bancos asociados a las márgenes nos permitió advertir su estrecha relación con los cambios en ancho que experimenta el cauce, vinculándolos a su vez a los cambios del caudal efectivo.

En cuanto a las características sedimentológicas de los bancos en grandes ríos, todavía son escasos los trabajos referidos a las mismas, perteneciendo la mayoría de ellos al río Brahmaputra (Coleman, 1969; Best *et al.*, 2003; Gupta, 2007). En lo que respecta al río Paraná, podemos mencionar para su tramo alto los trabajos de Santos y Stevaux (2000) y Sambrook Smith *et al.* (2009). Mientras que en el tramo Medio, como se menciona en la sección de antecedentes de este capítulo, la gran mayoría de los trabajos sobre sedimentología están vinculados a la caracterización del material del lecho, tales como los de LH (1974), Bertoldi de Pomar (1984), HYTSA (1987), FICH (1993, 1997a,b), Passeggi (1996) y Drago y Amsler (1998). Justamente, en la publicación de Ramonell *et al.* (2000) señalan, a partir de las citas mencionadas, la gran homogeneidad granulométrica y mineralógica de las arenas del Paraná. Los

trabajos relacionados al arreglo sedimentológico de los bancos de arena en este tramo del río corresponden a los de Szupiany *et al.* (2012) y Reesink *et al.* (2014). El primero de ellos señala ciertas particularidades del arreglo sedimentario de la porción más superficial de un banco de acreción hacia aguas arriba en correspondencia con la hidrología e hidráulica del sistema. Ellos manifiestan que las dunas sobre el banco sólo pueden migrar en niveles hidrométricos altos, mientras que los sedimentos transportados en suspensión pueden depositarse en un amplio rango de alturas hidrométricas. Además, indican cómo la vegetación aumenta el grado de rugosidad, disminuyendo la velocidad del flujo y favoreciendo la deposición de la carga en suspensión. Estas observaciones también fueron evidenciadas por nosotros, y a su vez pudimos correlacionar los distintos arreglos sedimentarios que encontramos en los bancos con los eventos hidrológicos que imperaron durante su formación (*fig. 4.13 y 4.37*).

Por su parte, Reesink *et al.* (2014) realizan una caracterización del arreglo sedimentario de varios bancos (ubicados tanto en el tramo alto como en el medio del río Paraná), utilizando un radar de penetración de tierra (*ground penetrating radar*) y perforaciones de hasta 5 m de profundidad. En su estudio, definen cuatro facies principales que conforman los bancos y arriban a cuatro conclusiones generales (*ya mencionadas en la sección de antecedentes de este capítulo*). Si bien en nuestro análisis sedimentológico de los bancos utilizamos algunos registros de perforaciones antecedentes que llegan a cota máxima de -70 m (IGN) (descripciones de geotecnia realizadas para proyectos de ingeniería, *ver capítulo 5*), el detalle del arreglo sedimentario de los bancos se realizó en su porción superior (entre 1 y 2 m de espesor), a partir de afloramientos y perforaciones someras. Por lo tanto, solamente podemos contribuir a las identificaciones faciales más superficiales que ellos realizaron. Con respecto a esto último, ellos manifiestan la gran proporción de material fino depositado tanto en forma local como interestratificada con material del fondo, en comparación con los bancos que analizaron en el tramo alto. Esta interestratificación que especifican es similar a la que nosotros encontramos en varios tipos de bancos (*fig. 4.13, 4.14, 4.30, 4.35 y 4.37*). En general, advertimos para la parte superior de los bancos seis arreglos faciales diferenciados en base a la dinámica hídrica del sistema. Estos corresponden a: a) set simple formado por migración de dunas (estratificación entrecruzada), en algunos casos erosionado y limitado por laminación horizontal de alta energía; b) set compuesto formado por interestratificación de laminaciones entrecruzadas (originadas por migración de óndulas) y laminación planar de baja energía (deposición del material en suspensión); c) set simple formado por migración

de óndulas, que conforman una laminación entrecruzada a sinusoidal; d) estratificación entrecruzada formada por avance del banco, con una gran estructura deformacional; e) set compuesto formado por una estratificación entrecruzada por migración de dunas, interestratificada con laminación entrecruzada originada por óndulas; f) secuencia un poco más compleja debido a un aumento gradual de la energía del sistema, constituida por migración de óndulas, seguida por migración de dunas, las cuales se hallan erosionadas en su techo por laminación horizontal de alta energía.

Estos arreglos de facies coinciden con algunos mostrados por Reesink *et al.* (2014), tanto en los bancos del tramo alto como en el medio, como ser: la facie 2 (migración de dunas y óndulas sobre superficies casi horizontales) con el arreglo e, la facie 3 (set simple de migración de óndulas) con el c, y la facie 1A (migración de bancos y grandes dunas) con el d, aunque en este último nosotros encontramos una gran deformación convoluta, producto del *slump* del material depositado aguas arriba.

En referencia a la geomorfología de los bancos, debemos destacar las plataformas que se originan a partir de un aumento en la expansión de la onda del thalweg, que a su vez promueve el rasgo de tipo rosario del río. Estas plataformas que se ubican en el centro del cauce, rodeadas por un lado por el thalweg principal y por el otro por un brazo de jerarquía similar o menor, evolucionan desarrollando diferentes subambientes, donde se ubican bancos permanentes centrales separados por brazos menores. Estos bancos evolucionan en islas, las cuales siguen creciendo por adhesión de bancos en sus laterales y hacia aguas arriba y abajo.

Por otro lado, notamos dos tipos de geomorfologías de los bancos de acreción aguas arriba. En primer lugar, los que emergen de a poco, en los que predomina un crecimiento vertical promovido por pequeñas dunas, óndulas y sedimentos en suspensión. Este tipo de banco también fue señalado por Szupiany *et al.* (2012). El otro tipo son aquellos que emergen después de una gran crecida, con áreas extraordinariamente grandes y una morfología más similar a los *sand flats* que describen Cant y Walker (1978) en el río entrelazado South Saskatchewan. Estos últimos bancos tienen un papel sumamente importante en la expansión longitudinal y en la independencia de los brazos secundarios.

En cuanto a la morfología superficial de los bancos recorridos en el campo, suelen estar compuestos por varios ambientes, donde se advierte una marcada diferencia topográfica interna en aquellos bancos formados en tramos relativamente estrechos y continuamente influenciados por el cauce principal. Mientras que los que se ubican en

sectores más amplios (ensanchados), con menor afección del thalweg, presentan un relieve más uniforme.

Por último, encontramos una relación estrecha entre la altura de los bancos de un determinado sector y el caudal efectivo imperante durante la formación de ellos, es decir que el caudal efectivo es semejante al caudal de *bar full*, similar a lo que determinaron en el río Brahmaputra Thorne *et al.* (1993). Esto nos indica que en ese sector analizado existe una correlación directa entre la hidrología (representada por el caudal efectivo), la hidráulica (representada por el transporte de los granos producidos por ese caudal) y una morfología resultante. Por otro lado, este tipo de análisis promueve practicidad para determinar el caudal efectivo en el campo. No obstante, requiere que sea comprobado en otros sectores del río para poder generalizarlo.

4.6. Conclusiones del capítulo

Este capítulo está orientado a identificar y entender la interrelación espacial entre diferentes procesos (hidrología, geomorfología, dinámica y sedimentología) que actúan en la formación y evolución de los diversos tipos de bancos. A su vez, a partir de la caracterización de estas geoformas, se pone en evidencia el rol que juegan en la formación y crecimiento de las islas, así como del patrón de cauce *anabranching*. La metodología y las herramientas utilizadas para el estudio de los bancos de arena en este río permitieron arribar a las siguientes conclusiones.

Los bancos de arena en el río Paraná Medio pueden ser de dos tipos: a) los que están siempre sumergidos en cualquier nivel hidrométrico, en vinculación con la baja oscilación del nivel del agua (~1,5 m), y b) los que están emergidos como máximo hasta niveles de aguas medias.

Los bancos sumergidos fueron reconocidos en imágenes de alta resolución espacial, que nos sirvieron como una herramienta de bajo costo para el análisis de los mismos, y cuya aplicación tiene un potencial de uso relevante para el diseño y mantenimiento de obras fluviales y rutas de navegación.

La geometría 3D característica de los bancos sumergidos es linguoide, coincidiendo con la observada en estudios experimentales de laboratorio y campo, ya referidos en la literatura (e.g. Howard, 1996; Sambrook Smith *et al.*, 2005).

La frecuencia de aparición de los bancos linguoides sumergidos supera ampliamente la de las islas de cauce en el río Paraná, a pesar de que las islas son

dominantes en comparación con los bancos emergidos.

Las velocidades de desplazamiento de los bancos sumergidos son, en términos medios, de decenas a cientos de metros por año. Esta migración, junto con las diferentes formas de coalescencia y yuxtaposición de estos bancos sumergidos explican la diversidad morfológica de varios de los bancos emergidos, en su etapa inicial de aparición.

Por otra parte, están los bancos emergidos, que representan en área cubierta, en los 35 años estudiados (en aguas bajas), entre un 5 y un 11% con respecto al área del cauce, lo cual nos revela la baja relación caudal sólido vs. caudal líquido; sumando que los bancos emergen como mucho hasta un nivel de aguas medias, la escasa oscilación del nivel del agua y la elevada tasa de sedimentación de finos (Drago y Amsler, 1998; Marchetti *et. al.*, 2013), ocasionan la escasez de estas geoformas en comparación con las islas.

Los bancos emergidos los diferenciamos en dos clases de acuerdo al rol que tienen en el crecimiento y configuración de las islas del cauce: **bancos vinculados a las islas del cauce** y **bancos emergidos desvinculados de las islas del cauce**.

La clasificación propuesta para los bancos de arena permite predecir cambios morfológicos del cauce, siendo los siguientes los más relevantes en los 35 años de análisis:

- El aumento en la cantidad de los bancos centrales permanentes complejos nos indica un aumento en la sinuosidad del thalweg, la formación de futuras islas y por lo tanto un rol principal en la configuración en planta de brazos múltiples.
- El aumento en área de los bancos de acreción lateral ubicados en brazos menores, así como el aumento de los bancos centrales permanentes simples, nos señala una disminución de los brazos menores activos, de uniones entre islas y/o adhesiones de islas a la planicie aluvial.
- El aumento en área de los bancos vinculados a las islas promoverá no sólo las uniones entre islas, sino también la extensión de los brazos secundarios, impulsando una morfología de menor cantidad de brazos pero más continuos y activos.
- Las variaciones de los bancos asociados a las márgenes del río están directamente relacionadas a los cambios en el ancho efectivo del cauce. La disminución continua de sus áreas a medida que aumentaba el caudal efectivo de 1977 a 1999, contrario a la mayoría de los otros bancos, nos refleja el vínculo con el aumento en el ancho del río para ese período.

El estudio sistemático utilizando imágenes aéreas y batimetrías, correlacionándolas con la hidrología, nos permitió:

a.) Advertir que la dominancia en cantidad y área cubierta de los diferentes tipos de bancos varía de acuerdo al año, al sector que se analiza y a la hidrología en los años previos.

b.) Comprobar y reconocer en todo el tramo medio del río la influencia de la dinámica del thalweg en el origen y evolución de los bancos de arena.

c.) Identificar plataformas subacuáticas, sobre las cuales se desarrollan los bancos, originadas a partir de la migración de thalweg; a su vez, su importancia en el cambio morfológico del cauce, así como en el proceso de formación del patrón *anabranching*.

d.) Reconocer dos tipos de emergencia y crecimiento de los bancos de acreción aguas arriba; el más habitual que se da en la mayoría de las islas es el continuo, por el que progresivamente van emergiendo los bancos hacia aguas arriba, caracterizados por tener áreas reducidas y estar formados, sobre todo, por sedimentos en suspensión. La otra forma es en pulsos, por la cual se dan emergencias de área muy dispares y grandes. Justamente, este último tipo de formación se da sobre todo después de una gran crecida, donde existe una gran disponibilidad de arena, ocasionando un crecimiento extraordinario de la isla en dirección hacia aguas arriba.

En el campo reconocimos seis arreglos faciales para la porción superior de los bancos, algunos de los cuales coinciden con los mostrados por Reesink *et al.* (2014):

a) Set simple formado por migración de dunas (estratificación entrecruzada), que en algunos casos se encuentran erosionadas y limitadas por laminación horizontal de alta energía.

b) Set compuesto formado por interestratificación de laminaciones entrecruzadas (originadas por migración de óndulas) y laminación planar de baja energía (deposición del material en suspensión).

c) Set simple formado por migración de óndulas, que conforman una laminación entrecruzada a sinusoidal.

d) Estratificación entrecruzada formada por el avance del banco, con una gran estructura deformacional.

e) Set compuesto formado por estratificación entrecruzada por migración de dunas, interestratificada con laminación entrecruzada originada por óndulas.

f) Secuencia un poco más compleja debido a un aumento gradual de la energía del sistema, constituida por migración de óndulas, seguida por migración de dunas, las cuales se hallan erosionadas en su techo por laminación horizontal de alta energía.

Finalmente, logramos comprobar, para un determinado sector del río, que el caudal efectivo es semejante al caudal de *bar full*. Esto nos indica que existe una correlación directa entre la hidrología (representada por el caudal efectivo), la hidráulica (representada por el transporte de los granos producidos por ese caudal) y una morfología resultante (representada por los bancos de arena).

Capítulo 5

LAS ISLAS DEL RÍO PARANÁ MEDIO

5.1. Introducción y objetivos del capítulo

Las islas fluviales representan el elemento característico de los ríos más grandes del mundo. Son geoformas vegetadas, estables, que no se ajustan temporalmente a la variabilidad del flujo anual y dividen al flujo hasta el caudal de cauce lleno (Nanson y Knighton, 1996). Precisamente, las islas son las geoformas determinantes para la generación del patrón de cauces ramificados (*anabranching*) (Nanson y Knighton, 1996), rasgo común de los “mega ríos” (Latrubesse, 2008). En este aspecto, el conocimiento de los mecanismos responsables de la ocurrencia de las islas, su dinámica espacial y temporal, así como sus características geomorfológicas y sedimentarias, nos proveen indicadores esenciales para entender estos grandes sistemas fluviales.

En general, la literatura fluvial relacionada a las islas se puede dividir en tres grandes grupos de acuerdo al enfoque empleado para analizarlas: hidráulico, geomorfológico s.s. y geomorfológico-morfodinámico. Así, el primero de ellos las considera en cuanto a la modificación del transporte de sedimentos a su alrededor, como por ejemplo el trabajo de Huang y Nanson (2007). En el segundo grupo, el común denominador es la historia geomorfológica; dentro de este tipo de análisis se encuentra, por ejemplo, el trabajo de Latrubesse y Franzinelli (2005) realizado en el río Negro (Amazonas, Brasil). Por último, están los trabajos de morfodinámica actual de las islas, que proponen diferentes modelos de formación y evolución coetáneos con la dinámica del río, indicando la sedimentología y geomorfología vinculadas; en este estilo de análisis se encuadra nuestra investigación.

Los antecedentes sobre este último tópico se concentran mayormente en ríos pequeños, como por ejemplo los trabajos en los ríos *anabranching* de Australia, realizados por Wende y Nanson (1998); Brizga y Finlayson (1990); Schumm *et al.* (1996); Tooth y Nanson (1999), entre otros. Y si bien comparten con los grandes ríos los dos principales mecanismos de formación de islas (crecimiento progresivo y estabilización mediante vegetación de los bancos de arena del centro del canal y por incisión en la planicie aluvial, según Nanson, 2013; Lewin y Astworth, 2013), hoy se sabe que los procesos y controles que actúan en los grandes sistemas fluviales no son iguales que en los ríos de menores tamaños (Gupta, 2007; Latrubesse *et al.*, 2005, entre otros).

Si bien los estudios realizados en los “mega ríos” (Latrubesse, 2008, tabla 1, pág. 131) son cada vez de mayor profusión, sobre todo en lo que respecta a la morfodinámica de las islas (Gupta, 2007; Latrubesse, 2008; Lewin y Ashworth, 2013; Dunne y Aalto, 2013), todavía su análisis integral es incipiente o nulo en la mayoría de ellos. No obstante, entre los ríos más grandes con mayor cantidad de datos sobre las islas se destacan: en el río Brahmaputra, los estudios de Coleman (1969), Thorne *et al.* (1993), Bristow (1987) y Sarma (2005); en el río Amazonas, los trabajos de Mertes *et al.* (1996), Dunne y Aalto (2013) y Latrubesse y Stevoux (2015); en el río Araguaia, los estudios de Latrubesse *et al.* (2009); y en el río Paraná, tramo alto, los trabajos de Stevaux (1993, 2000), Stevaux y Souza (2004) y Leli (2015).

Para el caso del río Paraná, tramo medio, los antecedentes específicos sobre islas fluviales se remontan a la década del 70 (Drago, 1973, 1977, 1990) y a los trabajos realizados por Orfeo (1996) y Orfeo y Stevoux (2002). Asimismo, estudios relacionados a la morfodinámica del río (e.g. Cabral, 1973; Ramonell *et al.*, 2000; Amsler y Ramonell 2002; Amsler *et al.*, 2005; Castro *et al.*, 2007 y FICH; 2008, 2012), así como los vinculados al análisis general de la geomorfología de la planicie aluvial realizados por Iriondo (1972, 1987, 2007) e Iriondo y Drago (1972), caracterizan las islas de manera colateral. Sin embargo, todavía no se ha realizado un estudio sistemático e integral de todas las islas que involucre un análisis simultáneo de sus transformaciones a través del tiempo y de los mecanismos y condiciones para su formación y permanencia en el cauce; como así tampoco la relación existente entre los procesos actuantes y las características geomorfológicas y sedimentarias resultantes en las islas.

En ese sentido, los objetivos específicos de este capítulo son: a) determinar el rango de edades de configuración de las islas y su ritmo de cambio; b) identificar y entender la interrelación espacial de los principales procesos morfodinámicos que operan actualmente en este río, responsables de la generación y transformación de las islas; c) identificar los elementos geomorfológicos que constituyen las islas y especificar las asociaciones de facies que los conforman; y d) generar una clasificación de las islas que nos dé información de los procesos y dinámica actuantes para su formación.

Por otra parte, también se tratará de identificar parámetros y variables geomorfológicas críticas (umbrales) que condicionen el desarrollo de un patrón *anabranching* en el Paraná con la finalidad de comparar estos resultados con otros sistemas fluviales gigantes del mundo con dichos patrones.

5.2. Materiales y métodos

Para realizar las tareas llevadas a cabo en este capítulo se siguieron los pasos y materiales detallados en el capítulo 2 con algunas especificaciones que se plantean a continuación.

4) *Recopilación bibliográfica*: centrándonos en trabajos exclusivamente sobre islas fluviales, con énfasis en los procesos, modelos de formación, crecimientos, geomorfología y sedimentología de las mismas.

5) *Análisis cartográfico*: de acuerdo al objetivo, se utilizaron distintos materiales y metodología.

Para el análisis cualitativo de tipo evolutivo y dinámico general de todas las islas, así como para la selección de las áreas a recorrer en el campo, se realizó una fotointerpretación de todo el material cartográfico indicado en el capítulo 2 (*anexo A*). Se consideraron islas aquellas geoformas vegetadas rodeadas por brazos con un ancho igual o hasta tres veces mayor al de ellas, ya que de lo contrario se encuentran adosadas a la planicie aluvial o forman parte de una isla mayor. Los tamaños mínimos que se analizaron están en concordancia con los materiales utilizados, especificados a continuación.

➤ Para el estudio de edades de configuración de todas las islas, abarcando los últimos 150 años, se utilizaron las cartas batimétricas de los años 1847, 1913 y 1939 e imágenes satelitales Landsat 5TM del año 2009. Debido a que fue imposible georreferenciar debidamente las cartas batimétricas más antiguas (1847 y 1913), se tuvo que realizar una comparación visual. Para ello se escalaron todas las cartas de navegación a un solo tamaño y se las referenciaron de acuerdo al Norte y a puntos fijos de ciudades y barrancas poco susceptibles a la erosión. A su vez, se utilizaron esos puntos fijos para realizar mediciones de distancia a las distintas islas y así cometer el mínimo error posible. Por otro lado, el tamaño mínimo de isla que se consideró fue de 0,5 km².

➤ Para la descripción cualitativa y semicuantitativa, así como el análisis de la variabilidad espacial y temporal de las propiedades morfológicas y morfométricas de todas las islas del Paraná Medio (entre 1977 y 2009), se utilizaron imágenes satelitales Landsat 2 MSS y 5 TM (*anexo A*). La elección de las imágenes, la metodología y los programas digitales empleados fueron expuestos en el capítulo 2.

➤ Para la elaboración de los mapas de detalle de los elementos geomorfológicos de las islas, se preparó una base de datos tipo GIS utilizándose el programa ArcGIS 9.3® (Esri, 2009), donde se confeccionaron los mapas de las islas que fueron seleccionadas y recorridas en el campo. Como base se utilizaron imágenes satelitales CBERS-2B con resolución espacial de 2,5 m (lapso 2008-2009), disponibles en la página www.cbears.inpe.br, e imágenes de Google Earth® (2002-2013).

En este capítulo también se presentan los análisis de los registros de perforaciones recolectadas:

1) *Recopilación y análisis de registros de perforaciones*

Corresponden a 20 registros de geotecnia elaborados en la década del 70 desde la Gerencia Proyecto Paraná Medio de la ex Empresa Agua y Energía Eléctrica S.E.; y otros 24 registros elaborados por Huerta & Asoc. (2003) y Consular-latasa-Grimaux-Atec-Incociv UTE (2008).

En el anexo C se reproducen, a modo de ejemplo, dos de estos registros.

La metodología utilizada para el tratamiento de estos registros de sondeos fue detallada en el capítulo 2.

5.3. Resultados

5.3.1. Dinámica evolutiva de las islas

5.3.1.1. Edad de configuración de las islas

Para establecer las edades de configuración de las islas, se consideraron aquellas con tamaño superior a los 0,5 km², debido a la escala de las cartas batimétricas antiguas utilizadas. La metodología empleada para este análisis multitemporal es la especificada en el ítem 5.2.

Para el año 2009 se cuantificaron un total de 114 islas en todo el tramo medio del río Paraná, de las cuales el 57% tiene una edad de formación menor a 70 años, mientras que un 18% tiene entre 70 y 100 años de antigüedad, un 7% entre 100 y 150 años, y sólo un 18% más de 150 años (*tabla 5.1*). Estos resultados notificaron la existencia de un gran recambio de estas geoformas.

A su vez, en la tabla 5.2 se especifican para las islas antiguas (llevadas al 100%) los porcentajes de las islas que no se modificaron sustancialmente, las que crecieron marcadamente, las que se erosionaron parcialmente, las que se unieron entre ellas y las que desaparecieron.

Año	Porcentaje de islas nuevas	Porcentaje de islas con antigüedad de entre 100 y 70 años	Porcentaje de islas con antigüedad de entre 150 y 100 años	Porcentaje de islas con antigüedad mayor a 150 años
1913	50			50
1939	34		31	35
2009	57	18	7	18

Tabla 5.1. Antigüedad de las islas del río Paraná Medio.

Año	N° total de islas	Porcentaje de islas antiguas que no se modificaron sustancialmente	Porcentaje de islas antiguas que crecieron marcadamente	Porcentaje de islas antiguas que se erosionaron parcialmente	Porcentaje de islas antiguas que se unieron entre ellas	Porcentaje de islas antiguas que se adosaron a las márgenes o desaparecieron
1847	109					
1913	114	17	15	16	10	42
1939	126	38	19	3	20	19
2009	114	13	11	7	21	48

Tabla 5.2. Evolución de islas centenarias del río Paraná Medio.

5.3.1.2 Variabilidad espacio-temporal reciente de las islas

Para el análisis evolutivo más detallado de las islas, se tuvo como modelo metodológico el trabajo realizado por Latrubesse *et al.* (2009), donde desde un análisis multitemporal demuestra cómo en pocos años un desequilibrio en algún parámetro promueve grandes cambios geomorfológicos del cauce. En nuestro caso, la finalidad es determinar si algún factor o parámetro incentiva alguno de estos procesos de formación y/o cambio en tamaño y cantidad de las islas, incitando una modificación geomorfológica del cauce.

En la figura 5.1 se muestra la relación entre el área total de las islas y la cantidad de las mismas para cada año analizado. Allí se advierte que para los años 1977, 1986 y 1999 el área total de las islas se mantuvo relativamente estable, con un leve incremento en su número desde 1977 a 1999; mientras que para el año 2009 se registra un aumento de alrededor del 10% en el área total de las islas, conjuntamente con una pequeña disminución en la cantidad de las mismas.

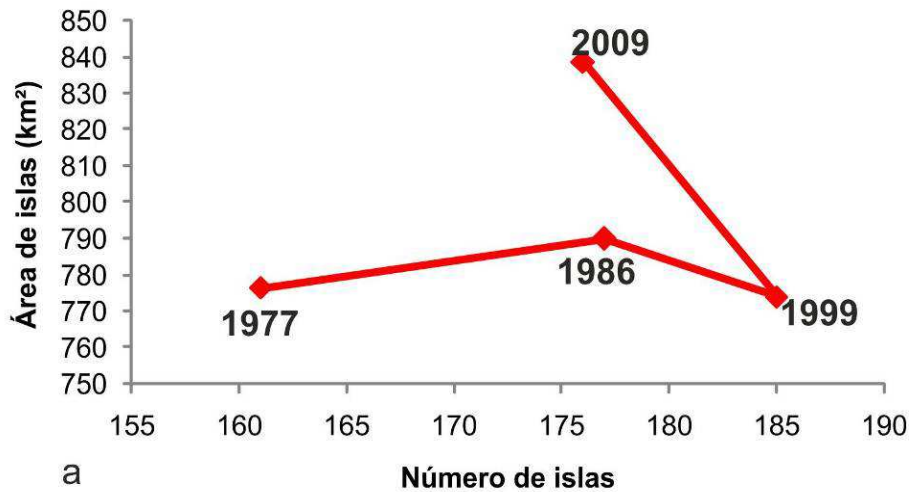


Figura 5.1. Relación entre área total de las islas y cantidad¹⁰.

Sin embargo, para alcanzar los objetivos antes mencionados fue importante discriminar las islas de acuerdo a sus tamaños. Así, se diferenciaron cuatro categorías: muy grandes (mayor a 15,001 km²), grandes (entre 4,001 y 15 km²), medianas (entre 1,001 y 4 km²) y pequeñas (entre 0,2 y 1 km²). La tabla 5.3 exhibe la cantidad y área total de las islas de acuerdo a la categoría de tamaño. Allí se advierte que no existe una variación significativa en las distintas categorías entre los años, exceptuando el aumento de área y cantidad de las islas muy grandes en el 2009 con respecto a los años previos y la disminución en el número de islas muy pequeñas del año 2009 en relación al año 1999 (marcados en rojo).

Año	Muy grandes		Grandes		Medianas		Pequeñas	
	Cantidad	Área (km ²)	Cantidad	Área (km ²)	Cantidad	Área (km ²)	Cantidad	Área (km ²)
1977	12	352	33	296	44	93	72	35
1986	13	356	35	287	52	108	77	38
1999	11	335	34	292	49	105	91	42
2009	15	427	33	271	50	103	78	38

Tabla 5.3. Cantidad y área total de las islas de acuerdo a la categoría de tamaño.

¹⁰ Las islas que se tuvieron en cuenta fueron aquellas con un tamaño mayor a 0,201 km², y si bien se cuantificaron y midieron aquellas con tamaños menores (entre 0,05 y 0,2 km²), el área total de ellas representa menos del 1% del total de las islas, por lo tanto su estudio evolutivo corresponde a otra escala de trabajo que queda fuera de este análisis.

Por su parte, la tabla 5.4 muestra los procesos morfológicos responsables de la formación y/o cambio de tamaño de las islas, donde se discrimina el número de islas involucradas por categoría y período considerado. En tal sentido se diferencian:

- Cantidad de islas.
- Islas que se mantuvieron estables en cuanto a sus tamaños (islas sin modificación).
- Islas que se formaron a partir de la colonización por vegetación de bancos (nuevas por sedimentación).
- Islas nuevas a partir de uniones de islas preexistentes.
- Islas nuevas a partir de la escisión de una porción de planicie aluvial.
- Islas que se formaron por fragmentación de islas preexistentes.
- Islas que pasaron a formar parte de una nueva categoría por un aumento marcado en su tamaño debido a la acreción de bancos que se han vegetado.
- Islas que pasaron a formar parte de otra categoría porque han experimentado una erosión significativa.

Categoría de islas	Muy grandes				Grandes				Medianas				Pequeñas			
	1977	1986	1999	2009	1977	1986	1999	2009	1977	1986	1999	2009	1977	1986	1999	2009
Cantidad de islas	12	13	11	15	33	35	34	33	44	52	49	50	72	77	91	78
Islas remanentes		9	10	10		23	28	25		31	27	24		38	38	34
Nuevas por sedimentación		0	0	0		0	0	0		1	5	4		29	40	40
Nuevas por unión de islas		4	0	4		1	2	5		1	3	4		0	0	0
Nuevas por escisión de la planicie aluvial		0	1	0		3	2	0		2	2	0		4	2	1
Nuevas por fragmentación de islas preexistentes		0	0	0		1	1	1		10	4	4		5	7	0
Nuevas por crecimiento de islas		0	0	1		5	0	2		7	7	14		0	0	0
Nuevas por erosión de islas preexistentes		0	0	0		2	1	0		0	1	0		1	4	3

Tabla 5.4. Cambios en el número de islas entre los períodos 1977-1986, 1986-1999 y 1999-2009.

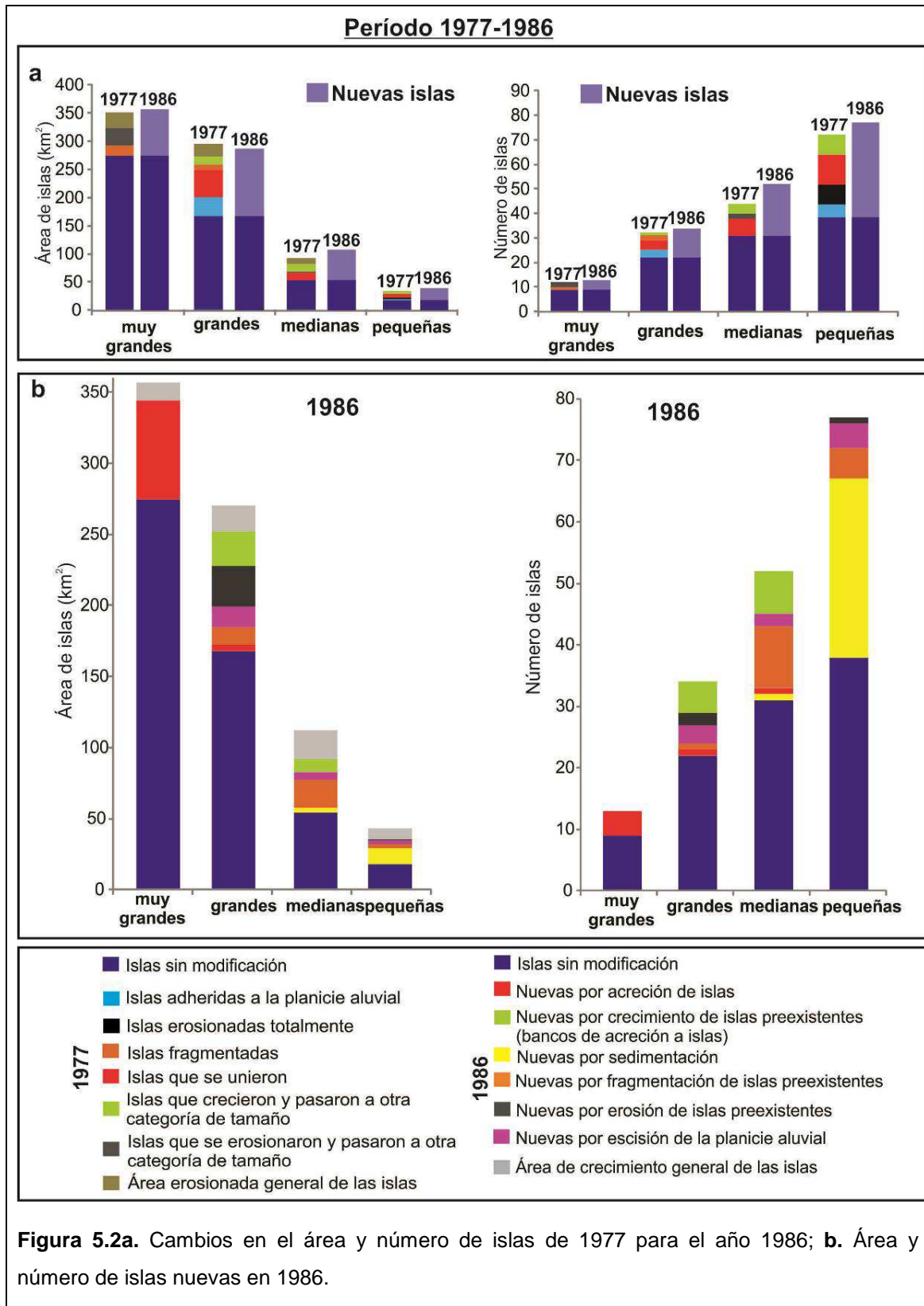
Por otro lado, en las figuras 5.2, 5.3 y 5.4 se señalan los procesos dominantes involucrados en la formación y/o transformación de las islas en cada período analizado (1977-1986, 1986-1999 y 1999-2009), donde se tuvo en cuenta el número de islas y las áreas de las mismas. Estas figuras están divididas en dos partes: la primera (*fig. 5.2a, 5.3a y 5.4a*) muestra para las islas del inicio de cada período el número y área de ellas que permanecieron sin alguna modificación, y aquellas que desaparecieron o se

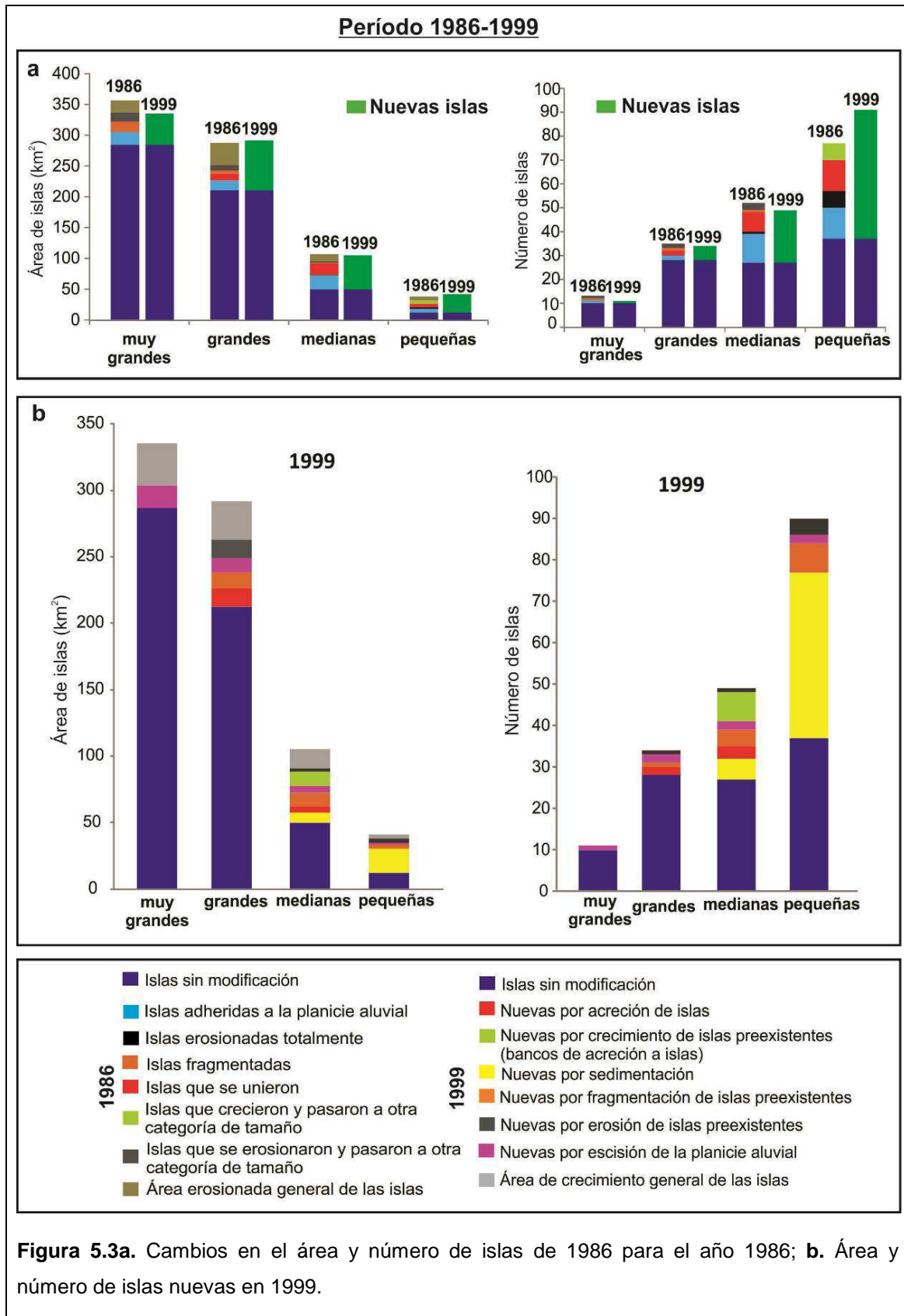
transformaron, especificando en cada caso los procesos que actuaron. En este sentido, estos corresponden a:

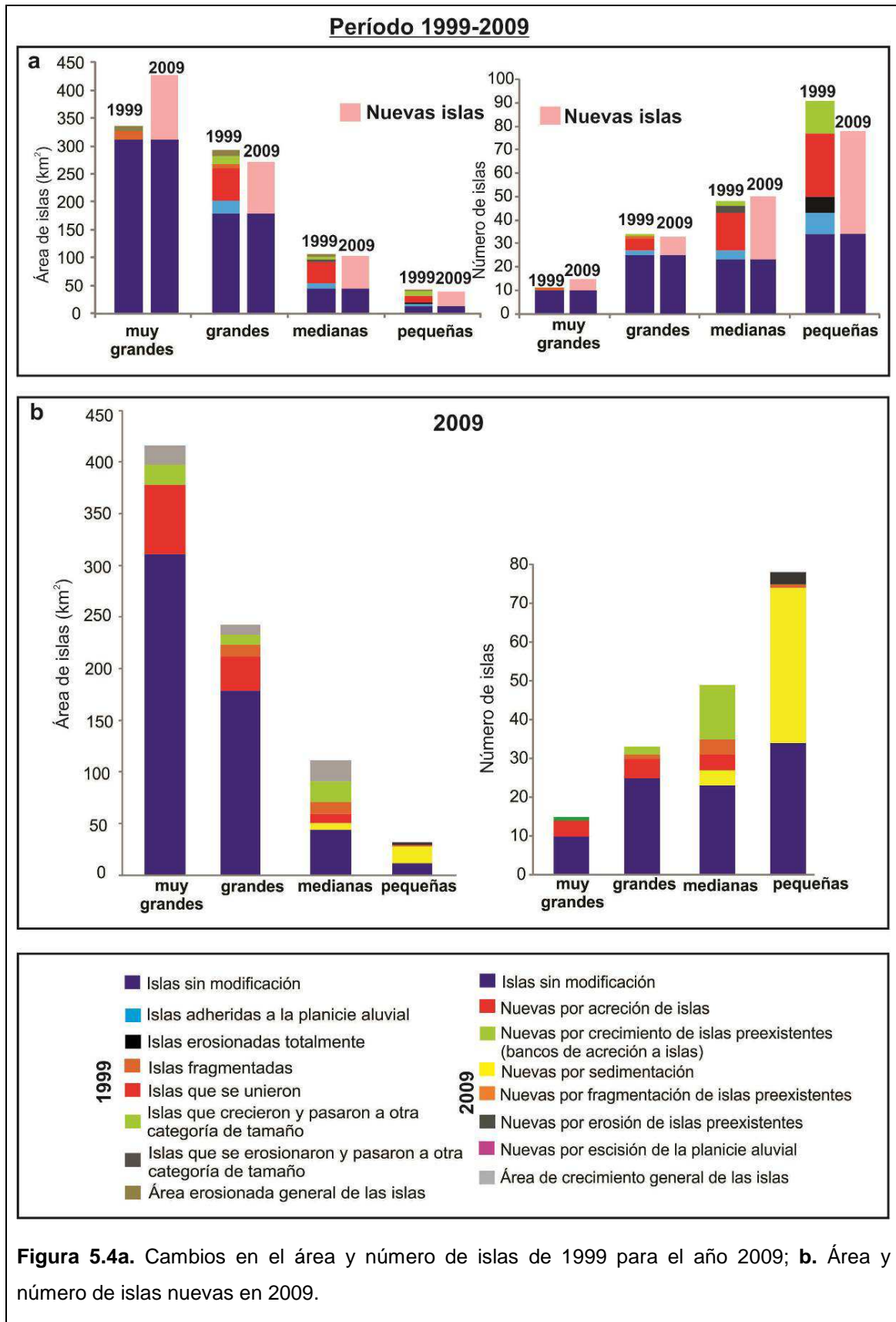
1. Adhesión de las islas a la planicie aluvial mediante la acreción de bancos.
2. Erosión total de las islas.
3. Unión de islas mediante la acreción de bancos.
4. Fragmentación de las islas.
5. Erosión parcial, pero que promovió un cambio en la categoría de tamaño.
6. Crecimiento, por sedimentación, que generó un cambio a una categoría de mayor tamaño.
7. Erosión parcial de las islas que no provocó una reducción en su categoría de tamaño.

A su vez, en esta primera parte de los gráficos también se muestran el área y el número de islas nuevas que se formaron al final del período considerado.

En la segunda parte de las figuras (*fig. 5.2b, 5.3b y 5.4b*) se detallan los procesos que estuvieron involucrados en la formación de las nuevas islas. Además, se cuantificaron las áreas de crecimiento de las islas, que no fueron tan importantes como para generar un cambio en su categoría de tamaño, pero sí son interesantes para tener una idea del crecimiento general de las mismas, sobre todo de las islas muy grandes.





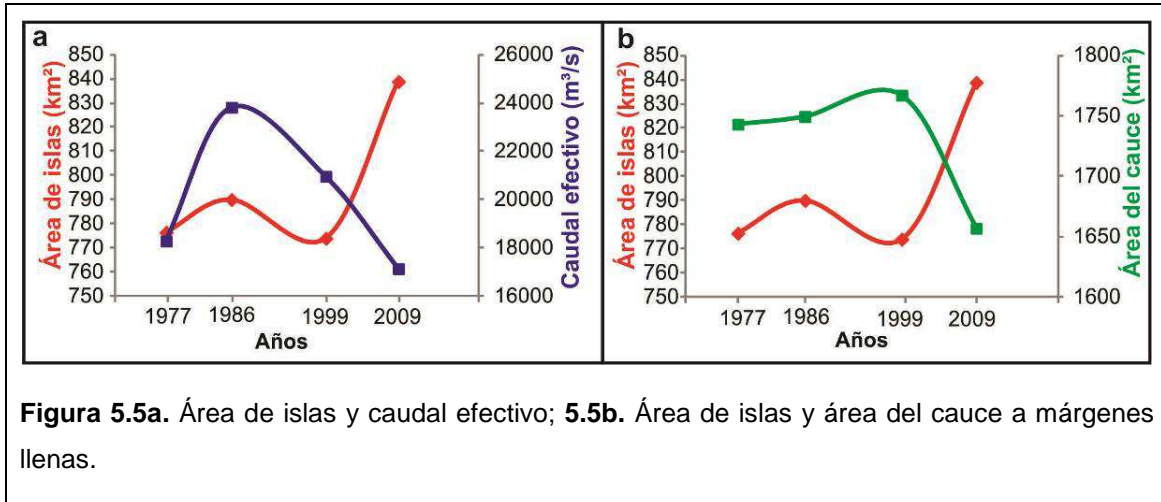


Mediante las tablas y las figuras anteriores, se comprueba que para los dos primeros períodos (1977-1986 y 1986-1999), si bien existe un cierto equilibrio dinámico donde las áreas de las islas no cambiaron significativamente, sí hubo varios recambios (45% de las islas se originaron nuevas o se modificaron), con un aumento en el número de las islas (11% entre 1977 y 1986 y 5% entre 1986 y 1999). El proceso dominante, que representa el 39% y 54% de las islas nuevas de 1986 y 1999, respectivamente, corresponde a la formación de nuevas islas mediante la colonización por vegetación de los bancos, pero sólo representa a las islas pequeñas; mientras que la fragmentación de las islas preexistentes y la escisión de la planicie aluvial proporcionaron nuevas islas de todos los tamaños (originaron el 32% de las islas de 1986 y el 23% de las islas de 1999).

Para el tercer período, entre los años 1999 y 2009, de igual manera que los dos períodos previos, el proceso dominante en cuanto a cantidad de islas que se forman es la colonización de vegetación de bancos preexistentes (54%), pero nuevamente representa solamente a las islas pequeñas; mientras que el 37% del resto de las islas, que proporcionaron el aumento general del área total de las mismas, se originaron por uniones entre islas (16%) y crecimiento de las islas preexistentes mediante la colonización de vegetación de los bancos que estaban adheridos a ellas (21%), correspondiendo el aumento del área de las islas muy grandes a las uniones de las islas de 1999. En este sentido, el 26% del total de las islas de 1999 se adosaron a otras (más del 12% en relación a los años 1977 y 1986), siendo esta una de las principales causas de la disminución de las islas pequeñas de 2009 con respecto a 1999. A su vez, el crecimiento por colonización de vegetación de los bancos también provocó la disminución de las islas pequeñas, ya que ellas pasaron a formar parte de las islas medianas en 2009.

Por otro lado, si analizamos la figura 5.5, se puede advertir que estos mecanismos de generación de nuevas islas y cambios en los tamaños de las preexistentes están vinculados con el caudal efectivo imperante. Justamente, Amsler *et al.* (2005) demostraron cómo un aumento en el caudal efectivo lleva a un aumento en el ancho del cauce y en el grado de entrelazamiento del río Paraná, es decir, a un aumento en la cantidad de islas. Eso fue precisamente lo que sucedió entre los años 1977 y 1999 (*tabla 5.4 y figuras 5.2 y 5.3*), cuando existió un aumento en el número de islas mediante fragmentación de islas preexistentes, escisión de la planicie aluvial y sedimentación, relacionado a un caudal efectivo más alto. Mientras que la disminución del caudal efectivo entre 1999 y 2009 promovió una reducción en el ancho del cauce (*fig. 5.5b*), un aumento en el área que cubren las islas por sedimentación, pero una

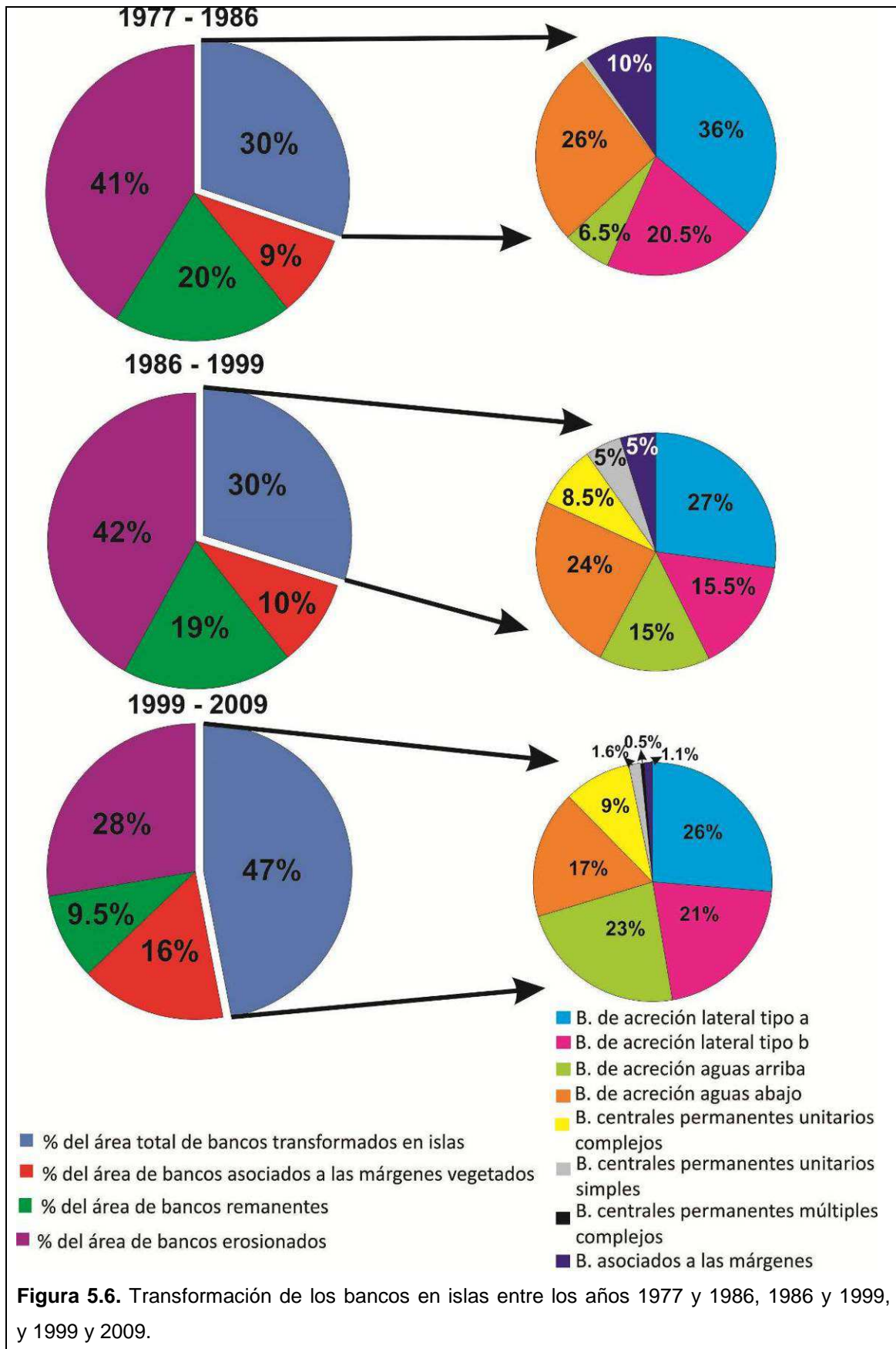
disminución en su cantidad generada por uniones entre islas (tabla 5.4 y figura 5.4). Ciertamente, el aumento en el área de las islas está vinculado a la colonización por vegetación y a la transformación de los bancos de 1999 en islas. Al disminuir el caudal medio, estos bancos quedaron expuestos solamente a pequeñas crecidas que depositaron una gran cantidad de material fino en sus superficies.



Otro análisis que se realizó se relaciona con la transformación de los bancos de arena en cada período considerado, en el que se calcularon los porcentajes de áreas de bancos que se transformaron en islas, los que se vegetaron y pasaron a formar parte de la planicie aluvial, los que se erosionaron y aquellos que no tuvieron transformación.

De este modo, la figura 5.6 muestra una similitud en la evolución y transformación de los bancos en los dos primeros períodos (1977-1986 y 1986-1999), donde el mayor porcentaje corresponde a la erosión de los mismos (42%), seguido por su transformación en islas (30%) y sin modificación (~20%); en menor proporción están aquellos que se adosaron a la planicie aluvial y se vegetaron (~10%). En cambio, para el período 1999-2009, el 47% de los bancos se transformaron en islas, el 28% se erosionaron, el 16% se adosaron a la planicie aluvial y se vegetaron, y solamente el 9% permanecieron sin modificación. Justamente, la disminución del caudal efectivo en este último lapso de tiempo (fig. 5.5a) es la causa de que la mayoría de los bancos permanecieran emergidos en el cauce con la posibilidad de colonizarse por vegetación.

A su vez, en la figura 5.6 se señalan los porcentajes de áreas de los distintos tipos de bancos que se transformaron en islas, donde se aprecia que los bancos de acreción laterales son los más propensos a dicha evolución.



5.3.1.3. Variabilidad espacio-temporal reciente de las islas según su ubicación en el río Paraná Medio

De acuerdo a la segmentación del cauce principal realizada por Sobrero *et al.* (2014), la figura 5.7 muestra aquellos subtramos del río Paraná Medio que tuvieron las mayores modificaciones de islas y qué procesos fueron los dominantes en cada uno de ellos; a su vez, cuáles son los subtramos más estables. De allí, se advierte que:

- En el subtramo 5 se produjo la mayor cantidad de islas por fragmentación de islas preexistentes. A su vez, en este segmento se ocasionaron los mayores recambios de islas con un equilibrio dinámico en la cantidad de ellas.
- En el subtramo 2 se originaron las mayores cantidades de islas por escisión de la planicie aluvial.
- El subtramo 6 tuvo la reducción más marcada en cantidad de islas.
- El subtramo 8 presenta un pronunciado crecimiento en tamaño de sus islas, ya que el crecimiento por colonización de vegetación de los bancos adheridos a las islas preexistentes fue el proceso dominante en el último período.
- En los subtramos 3, 7 y 9 aparece la mayor cantidad de islas nuevas formadas por colonización de vegetación de bancos.
- Los subtramos 4 y 7 presentaron los mayores procesos de formación y destrucción de sus islas, pero hay que tener en cuenta que en estos sectores las islas pequeñas siempre son las dominantes.
- Los subtramos 1, 5, 11 y 13 fueron los que mantuvieron más estable la cantidad de islas totales.
- Los subtramos 1 hasta el 7 presentan, a nivel general, las mayores modificaciones de sus islas y configuraciones de nuevas mediante todos los mecanismos antes mencionados. El promedio en cada uno de estos segmento es de alrededor de ocho nuevas islas cada 10 años, mientras que los subtramos inferiores (desde el 8 hasta 13) el promedio es de sólo 3 nuevas islas cada 10 años siendo el principal mecanismo a partir de la formación de bancos de arena.

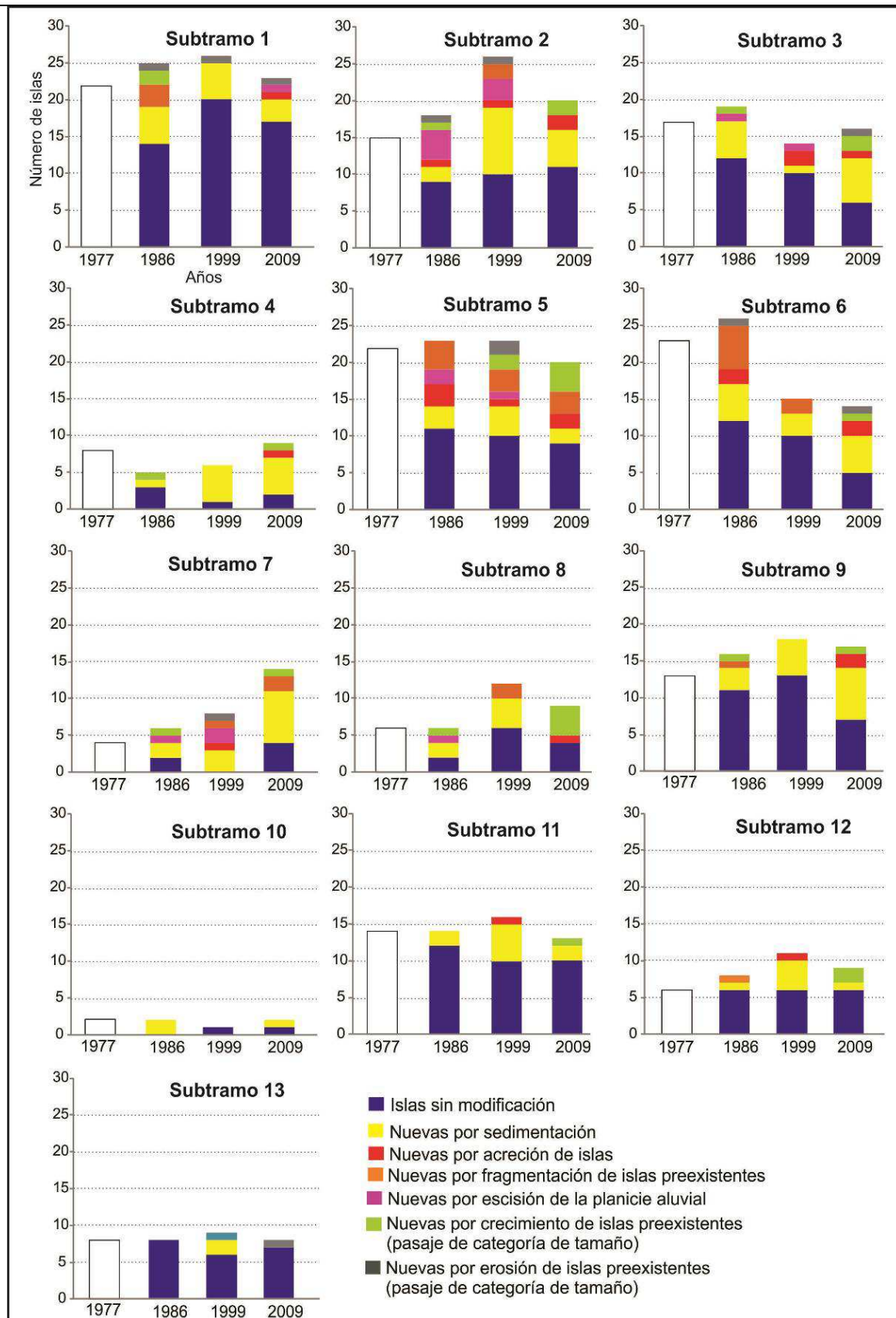


Figura 5.7. Cambios en el número de islas entre 1977 y 1986, 1986 y 1999, y 1999 y 2009 en cada subtramo, de acuerdo a la segmentación de Sobrero *et al.* (2014).

5.3.2 Clasificación de las islas

En la literatura fluvial, lo más habitual con respecto a clasificaciones de islas es su categorización de acuerdo a si corresponde a una porción de planicie aluvial o si se formó dentro del cauce (e.g. Bridge, 1993; Nanson y Knighton, 1996; Orfeo, 1996; Nanson, 2013). En algunos casos, relacionan una morfología específica a la clasificación anterior; así, las islas con forma de platillo corresponden a las primeras, y las islas convexas hacia arriba, a las originadas a partir de bancos de cauce (Makaske, 2001). Sin embargo, esta diferenciación en el río en estudio es poco práctica, porque solamente tres islas son verdaderas porciones de planicie aluvial; el resto se origina por distintos mecanismos dentro del cauce, como se demostrará más adelante.

Por tal motivo, en base al análisis evolutivo de las islas que abarca los últimos 150 años y a un estudio minucioso de los elementos geomorfológicos que constituyen la arquitectura de las islas, se propone una clasificación a partir de estas dos variables de entrada.

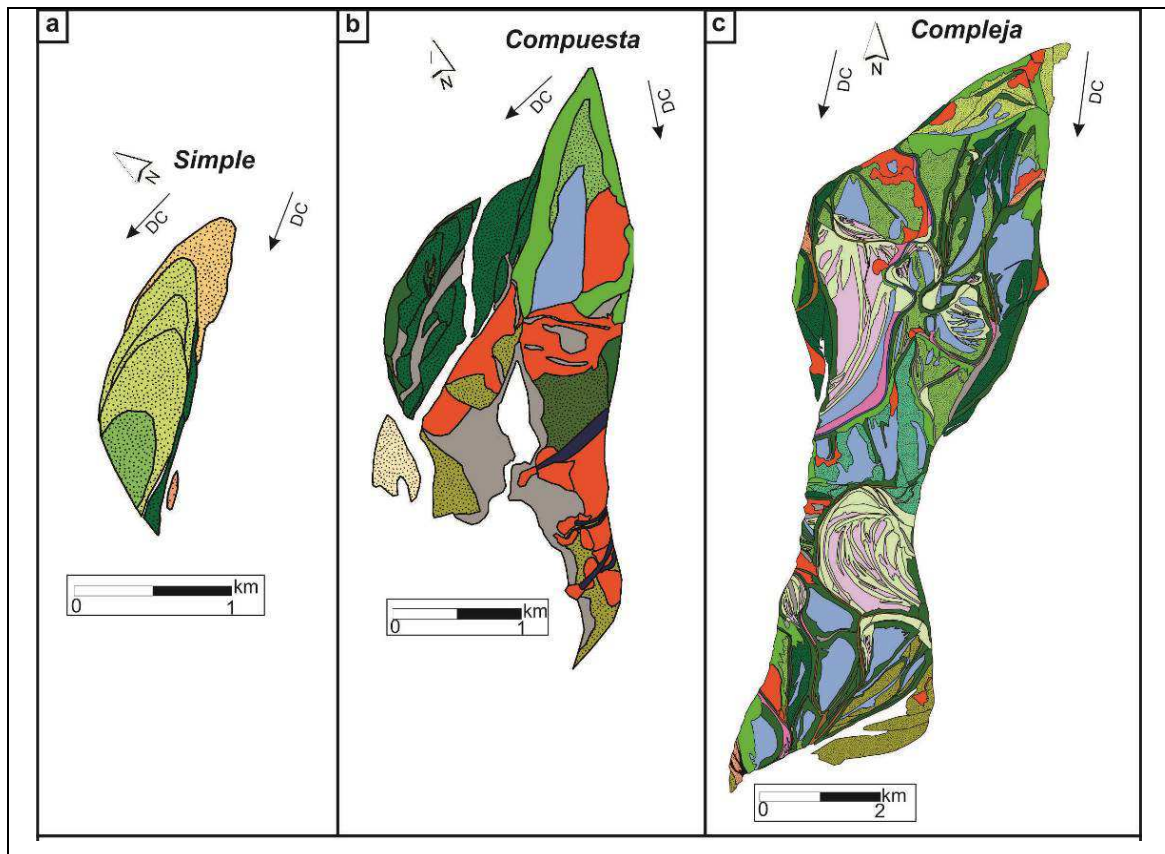
La primera variable se relaciona con el gran recambio de islas que existe en el Paraná Medio, lo que nos permitió reconocer y diferenciar las islas conforme a los procesos que actúan en su formación y crecimiento, y así generar modelos multitemporales de tipo evolutivo. En el trabajo de Sobrero *et al.* (2014), las islas estaban diferenciadas de manera general en tres grandes grupos (modelo A, modelo B y modelo C), teniendo en cuenta la evolución en planta de las mismas y los modelos propuestos por Parody y Estruco (1975), Orfeo (1996) y Ramonell *et al.* (2000). En este ítem se dan a conocer otros tres modelos que se suman a los anteriores. Asimismo, en el apartado siguiente analizamos de manera detallada cada uno de estos modelos.

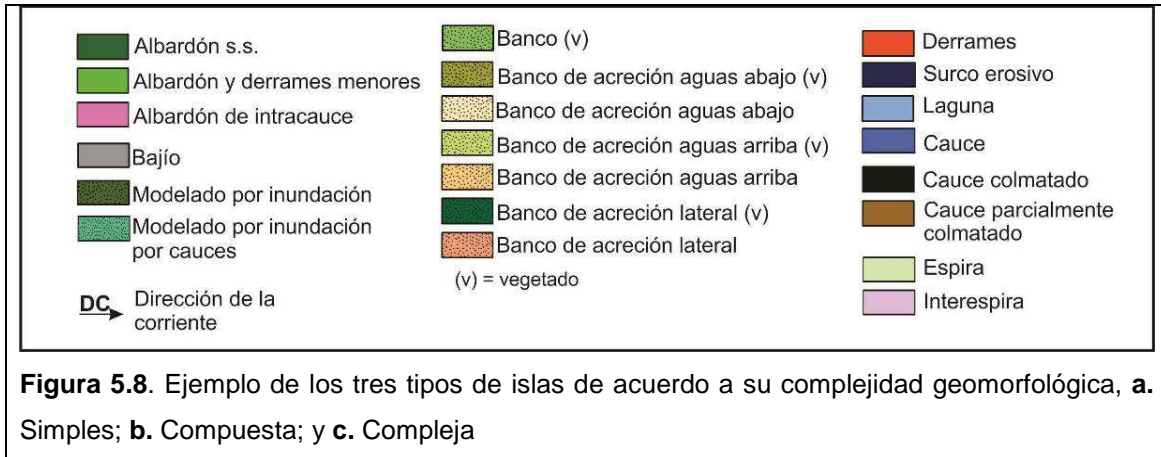
En total se reconocieron seis modelos básicos de conformación de islas:

- ❖ Modelo I: a partir de los bancos formados en el centro de los brazos de menores jerarquías del que contiene al thalweg
- ❖ Modelo II (corresponde al modelo C): por aumento de la amplitud de las ondas del thalweg.
- ❖ Modelo III: a partir de la formación de bancos de arena en el lado cóncavo de la margen del río.
- ❖ Modelo IV (corresponde al modelo B): por jerarquización de riachos en grandes islas del cauce.

- ❖ Modelo V (corresponde en parte al modelo A): por jerarquización de pequeños riachos de la planicie aluvial.
- ❖ Modelo VI: combinación de los modelos anteriores a partir de uniones entre distintas islas.

La segunda variable está vinculada al arreglo de elementos geomorfológicos de las islas. A partir de la identificación de las geomorfologías que configuran la arquitectura de las islas en todo el tramo, sumando el análisis de sus evoluciones y teniendo en cuenta la propuesta antecedente de clasificación (Orfeo, 1996), se diferenció a las islas en “simples”, “compuestas” y “complejas”, de acuerdo a su diversidad y complejidad geomorfológica. Así, las primeras están formadas mayoritariamente por uno o dos elementos geomorfológicos (e.g., banco central y de acreción aguas arriba) (*fig. 5.8a*), mientras que las segundas son asociaciones de diferentes geoformas deposicionales, cuyas márgenes son concordantes con la traza en planta de estas (*fig. 5.8b*). Las islas complejas, por su parte, presentan tanto márgenes concordantes como erosivos con la traza en planta de las geoformas que las integran, y mayor diversidad de las mismas, como ser: bancos de acreción aguas arriba, abajo y lateral; espiras de meandro; albardones en torno a riachos estrechos; derrames; etc. (*fig. 5.8c*). Parte de ellas corresponden a las “barras relictuales” referidas por Orfeo (1996).





De esta manera, vinculando ambas variables se pueden tener 8 tipos de combinaciones de islas (tabla 5.5)

			Geomorfología		
			Simples	Compuestas	Complejas
Modelo multitemporal de tipo evolutivo	I	Brazos de menor jerarquía del que contiene al thalweg	X		
	II	Expansión de la onda del thalweg	X	X	
	III	Margen cóncava	X		
	IV	Fragmentación de islas		X	X
	V	Escisión de la planicie aluvial			X
	VI	Unión de distintas islas			X

Tabla 5.5. Clasificación de las islas de acuerdo a dos variables de entrada

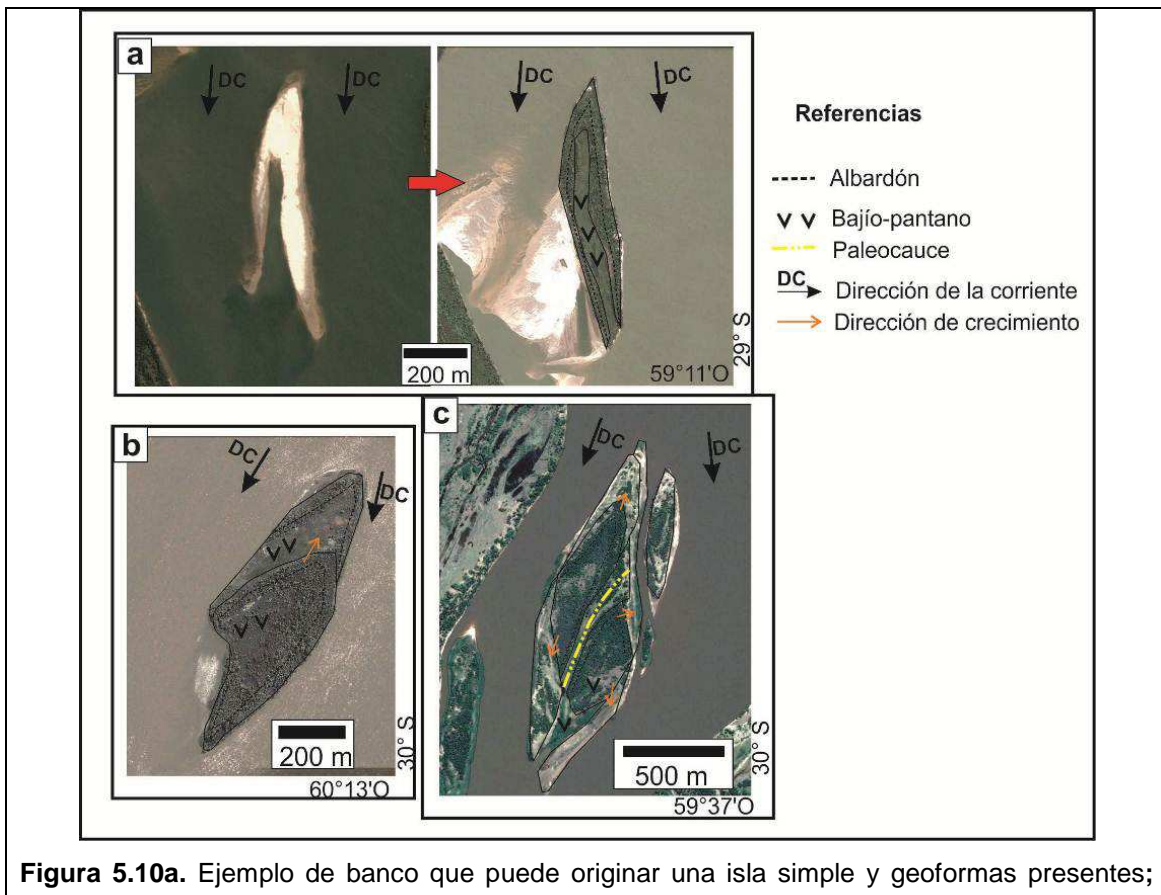
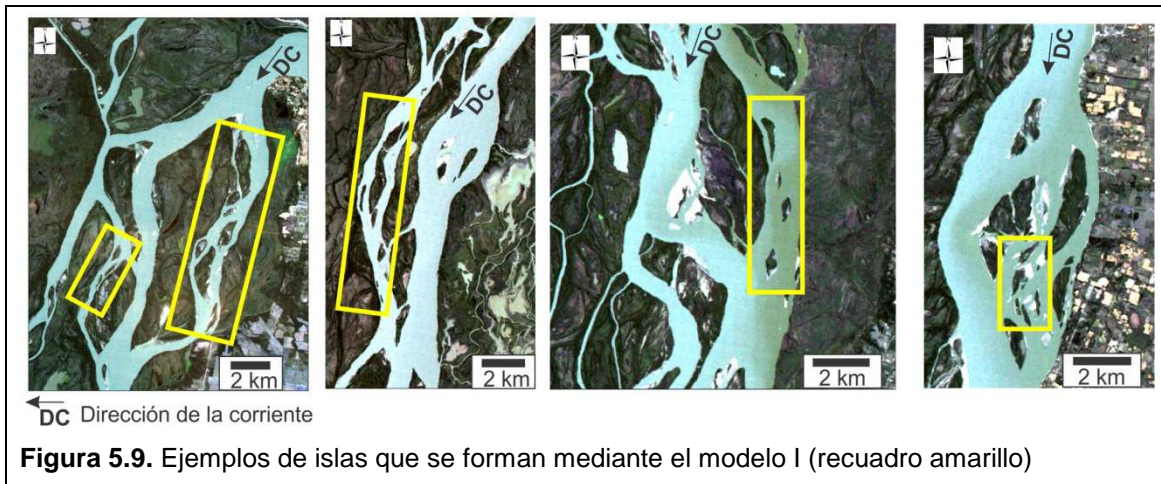
5.3.2.1. Caracterización del modelo multitemporal de tipo evolutivo

5.3.2.1.a. Modelo I

Es el modelo tradicional que aparece en la literatura (Wende y Nanson, 1998; Tooth y Nanson, 2000; Bridge, 1993; Ashworth *et al.*, 2000, entre otros), que corresponde a la formación de un banco de arena en el centro del cauce vinculado a condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas propicias para la misma. Una vez generado ese centro agradacional, este sigue atrapando sedimentos y crece en planta y verticalmente hasta que es colonizado por vegetación, la cual se vuelve permanente y el banco se transforma en isla de cauce.

En el caso del río Paraná Medio, este proceso es el principal responsable de la formación de islas en brazos del río que no contienen al thalweg; las islas generalmente son de tamaños reducidos (islas pequeñas) y de geomorfología simple (*fig. 5.9*).

Una vez que el banco emerge, el cual puede tener formas muy variables, tal como se mostró en el capítulo anterior (en “V”, gancho, alargada, ovalada, etc.), será colonizado por vegetación que ayudará a atrapar los sedimentos finos. Albardones marginales y bajío-pantano en su interior son las dos geoformas más frecuentes que suelen tener estos tipos de islas (*fig. 5.10a*), aunque también pueden crecer por adosamiento de bancos, en distintas direcciones (*fig. 5.10b*), y sumar algunas geoformas más. En ciertos casos pueden adosarse estas islas pasando a tener una geomorfología compuesta (*fig. 5.10c*) y un mayor tamaño.



b. Ejemplo de crecimiento de una isla simple por acreción de un banco hacia aguas arriba y geoformas; **c.** Unión de islas simples, formando una isla de geomorfología compuesta

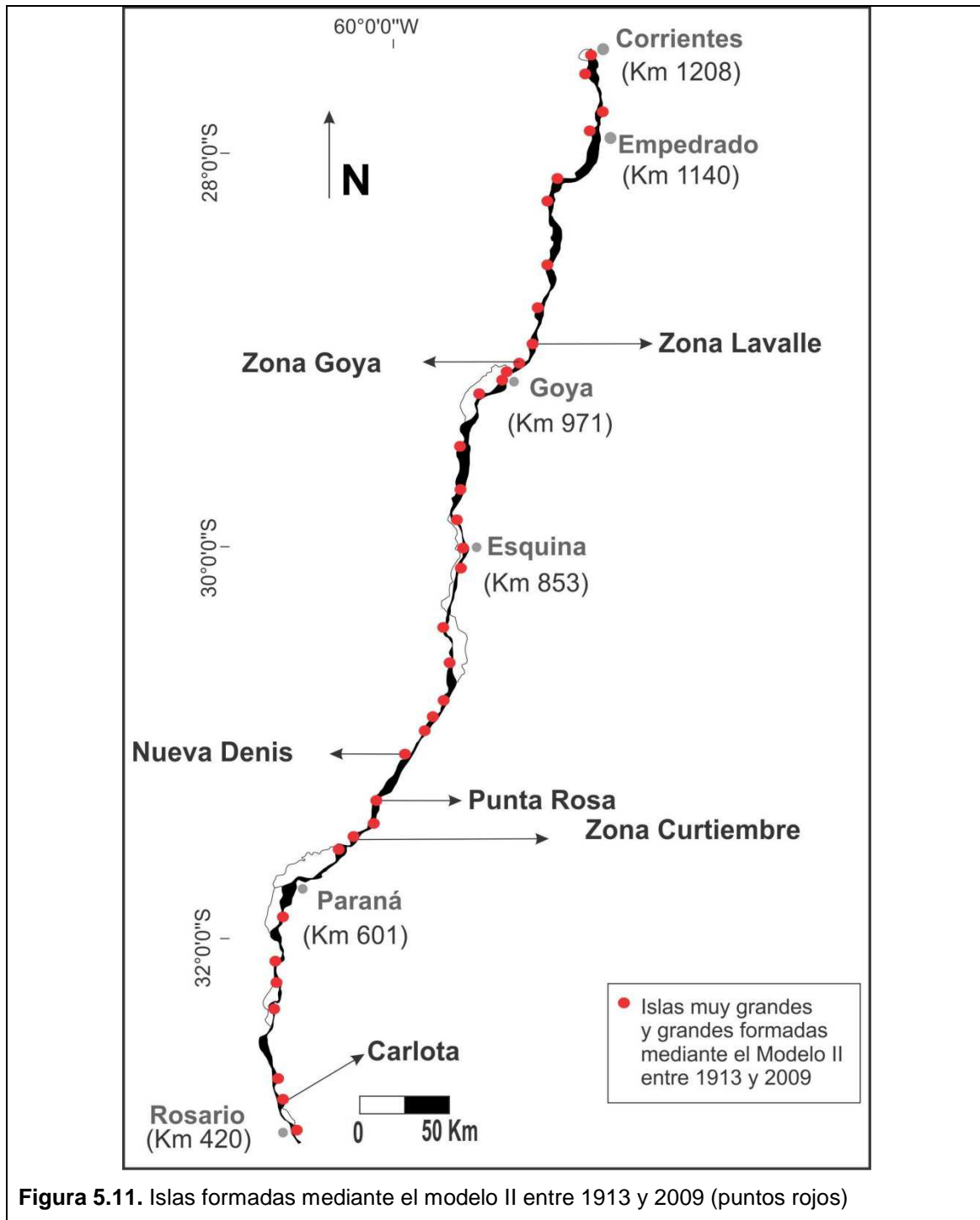
5.3.2.1.b. Modelo II

En esta oportunidad una nueva isla se desarrollará debido a un aumento de la amplitud de las ondas del thalweg.

Como se describe en el capítulo 3, el río Paraná Medio se caracteriza por tener un thalweg bien definido de patrón meandriforme, caracterizado por una deriva lateral continua, junto con rectificaciones de sus ondas. De esta forma, cuando se produce una exageración de las ondas del mismo, que se refleja en el corrimiento de la margen aluvial del río y/o islas preexistentes, se genera un espacio en el cauce que es ocupado por bancos de arena que posteriormente se vegetan, convirtiéndose en islas (Ramonell *et al.*: 2000 y 2002; y Castro *et al.*: 2007, Pereira *et al.*: 2009). Estos bancos que se originan mediante este proceso son referidos en el capítulo 4, donde se los describe en detalle. Indudablemente, el crecimiento posterior de los bancos e islas de cauce en ese tramo contribuye asimismo a la exageración de la onda del thalweg: es decir, el proceso también es retroalimentado.

Hay que recordar que en ciertos sectores este río puede contener incluso un thalweg secundario de características similares al principal: por lo tanto, la exageración de su onda también puede generar estos tipos de islas.

La figura 5.11 muestra los distintos sectores del río donde se generaron islas mediante este modelo.



Debido a que existen diversas maneras en que pueden evolucionar las ondas del thalweg, así como rasgos propios, se crean varias configuraciones en planta de las islas, con direcciones predominantes de crecimiento muy distintas. La tabla 5.6 muestra seis sectores (*ubicados en la figura 5.11*) donde se formaron islas mediante este modelo, pero cada uno con diferentes particularidades. En el cuadro se dan las características de cada sector, como ser: material que constituyen las márgenes, morfología del sector, distintos parámetros morfométricos (área, relación longitud-ancho, porcentaje de área del cauce formado por erosión del thalweg), cualidades del

thalweg (ángulo de entrada y salida al/del tramo, radio de curvatura, tipo de migración, tasa promedio de erosión) y de las islas (cantidad, morfologías en planta, crecimiento predominante, relación longitud-ancho, porcentaje que ocupan del tramo).

Nombre del tramo		Zona Curtiembre	Carlota	Punta Rosa	Nueva Denis	Zona Lavalle	Goya
Características del tramo	Morfología aguas arriba	cauce único constreñido	cauce único constreñido, pero tiene asociado un cauce secundario paralelo a su traza, de dimensiones muy reducidas	cauce único constreñido, pero tiene asociado un cauce secundario paralelo a su traza, de dimensiones muy reducidas	cauce único constreñido	cauce único constreñido	cauce único constreñido
	Morfología aguas abajo	cauce único constreñido	cauce único constreñido, pero tiene asociado un cauce secundario paralelo a su traza, de dimensiones muy reducidas	dos cauces de anchos similares (principal y secundario) que bordean una isla central	cauce único constreñido	cauce único constreñido	cauce único constreñido
	Margen occidental	planicie aluvial de fácil erodabilidad	barranca santafesina compuesta por terrenos antiguos, en parte de tipo "Pampeano" (limos calcáreos)	planicie aluvial de fácil erodabilidad	planicie aluvial de fácil erodabilidad	planicie aluvial de fácil erodabilidad	planicie aluvial de fácil erodabilidad
	Margen oriental	Barranca entrerriana compuesta por sedimentos Plio-Miocenos, resistentes a la erosión	planicie aluvial de fácil erodabilidad	Barranca entrerriana compuesta por sedimentos Plio-Miocenos, resistentes a la erosión e islas del cauce casi adosadas a la misma	Barranca entrerriana compuesta por sedimentos Plio-Miocenos resistentes a la erosión	Barranca correntina compuesta por sedimentos Plio-Miocenos, resistentes a la erosión	planicie aluvial de fácil erodabilidad
	Otros rasgos			Direccionamiento del flujo, debido a una saliente de la barranca			





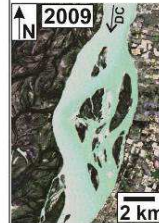

Nombre del sector		Zona Curtiembre	Carlota	Punta Rosa	Nueva Denis	Zona Lavalle	Goya
Características del cauce	Área (km²)	38	24.6	21.14	13.125	47.9	23
	L/A	1.65	1.93	1.3	1.4	2.52	2.66
	% del cauce originado por erosión del thalweg	38 (desde 1954) y 24 (desde 1977)	12	18	23	13	26
	Ángulo de entrada	47	26	57	47	41	21
	Ángulo de salida	62	56	90	90	31	29
	Radio de curvatura	2.7	2.85	1.68	1.1	3.2	3.14
	Tipo de migración de la onda	exageración y traslación	exageración y en menor proporción traslación	exageración, traslación y rotación	exageración y rotación	exageración	exageración y rotación
	Tasa promedio de erosión (km²/años)	0.27	0.15	0.14	0.28	0.15	0.18
Características de las islas	Cantidad	5	1	1	1	8	5
	Área (km²)	7.74	5.5	2.8	3.7	8.85	0.63
	L/A promedio	3.38	2.3	2.8	1.35	4.52	entre 8 y 3
	Forma en planta	ovaladas-alargadas	semicírculo	triángulo isósceles	semicírculo	ovaladas-alargadas	ovaladas-alargadas
	% del tramo ocupado por islas	20	22	13	28	18	2.74
Imágenes satelitales de cada zona							

Tabla 5.6. Ejemplo de distintos estilos de islas compuestas y simples que se forman mediante el modelo II

A su vez, cada uno de estos sectores tiene sus singularidades en cuanto a la evolución temporal y espacial, de las que nos referimos a continuación.

Ejemplo tipo: Zona Curtiembre

Esta zona está formada por varias islas separadas entre sí por brazos de anchos semejantes.

En este caso se produce un aumento continuo de la onda del thalweg, conjuntamente con la formación de una plataforma detrás de él. Esta plataforma, de la cual se hace mención en el capítulo anterior, desarrolla por encima sucesivos bancos a un ritmo similar a la tasa de expansión del thalweg. A su vez, cada banco de arena evoluciona en el tiempo transformándose en una isla. Justamente, este modelo evolutivo con su geomorfología resultante es un caso de estudio de mayor detalle, el cual es analizado en el capítulo 6.

Ejemplo tipo: Isla Carlota

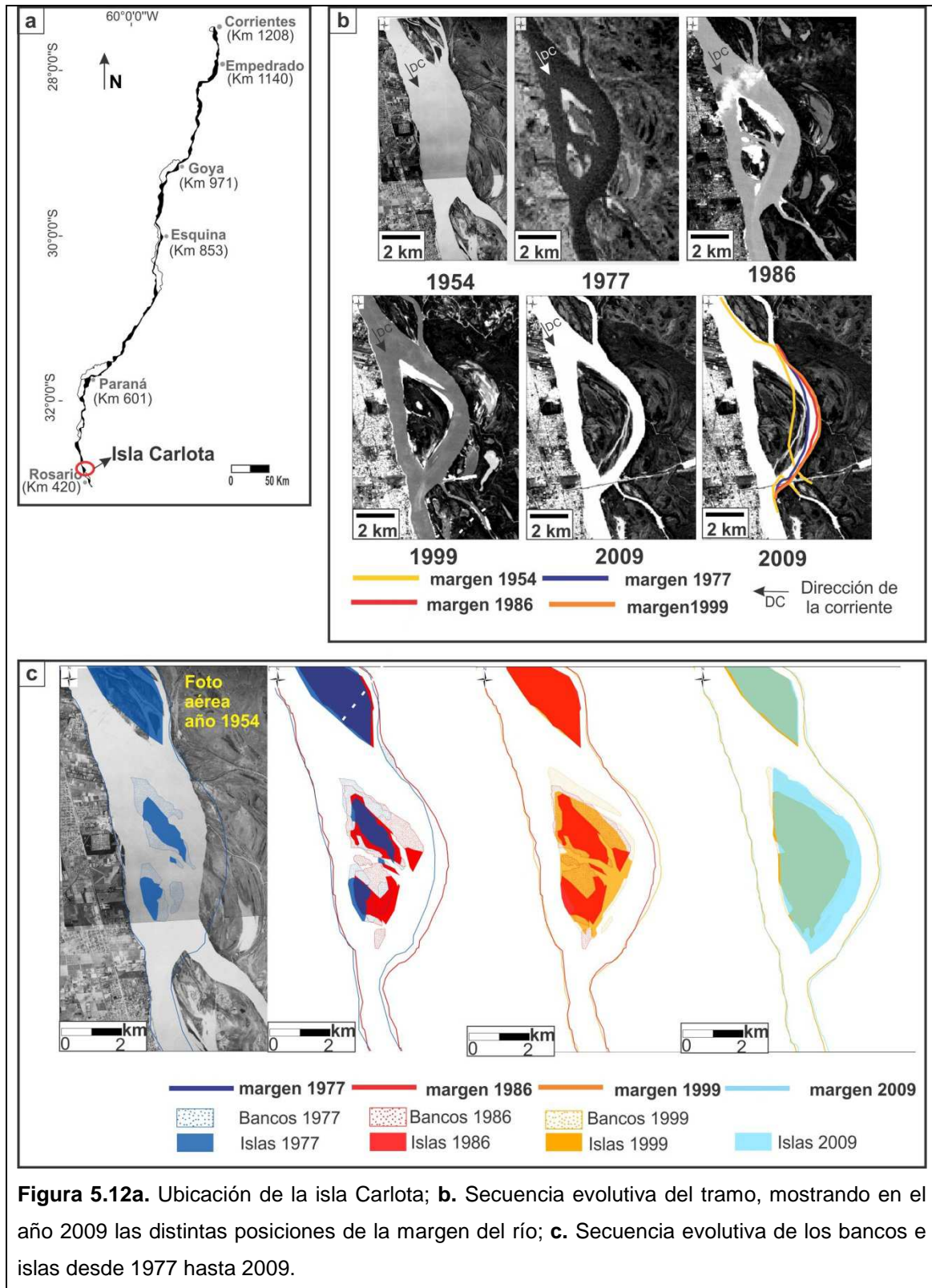
En este caso se forma una sola isla en el centro del cauce, con crecimiento lateral mediante adosamiento de bancos, a un ritmo semejante al aumento de la onda del thalweg (*fig. 5.12*).

Castro *et al.* (2007) muestran la evolución morfológica del río Paraná en torno a este sector donde se formó la isla Carlota. Ellos indican que la erosión de las márgenes cóncavas debido a la migración de la onda del thalweg (expansión y, en menor grado, traslación) en los últimos 50 años condujo al desarrollo de islas centrales en el cauce principal. En lo que respecta a la isla Carlota, señalan que se originó a partir de un banco central formado entre los años 1954 y 1976.

Ese banco comenzó a vegetarse al poco tiempo de emerger, transformándose en una pequeña isla, la cual tuvo un ritmo de crecimiento en planta muy elevado entre los años 1980 y 1993, pasando de un área de 2,27 km² a 7,4 km², respectivamente. Las figuras 5.12b y 5.12c evidencian esa evolución, donde se advierte el papel importante que tienen los bancos que se adosan en el lateral oriental de la isla, formando una sucesión de crestas y bajíos. La geomorfología resultante en estos casos es compuesta, donde existe una asociación de varias geoformas con las márgenes de las islas concordantes con ellas (*fig. 5.13*).

Entre los años 1992 y 2005 se produce la rectificación del thalweg, y si bien a partir de 1996 la expansión de la margen cóncava deja de ocurrir, la isla continúa creciendo acrecentando su área hacia dicha orilla, estrechando el brazo izquierdo.

Es importante advertir que en este caso la rectificación del thalweg estuvo estimulada por dragados realizados sobre el brazo derecho.



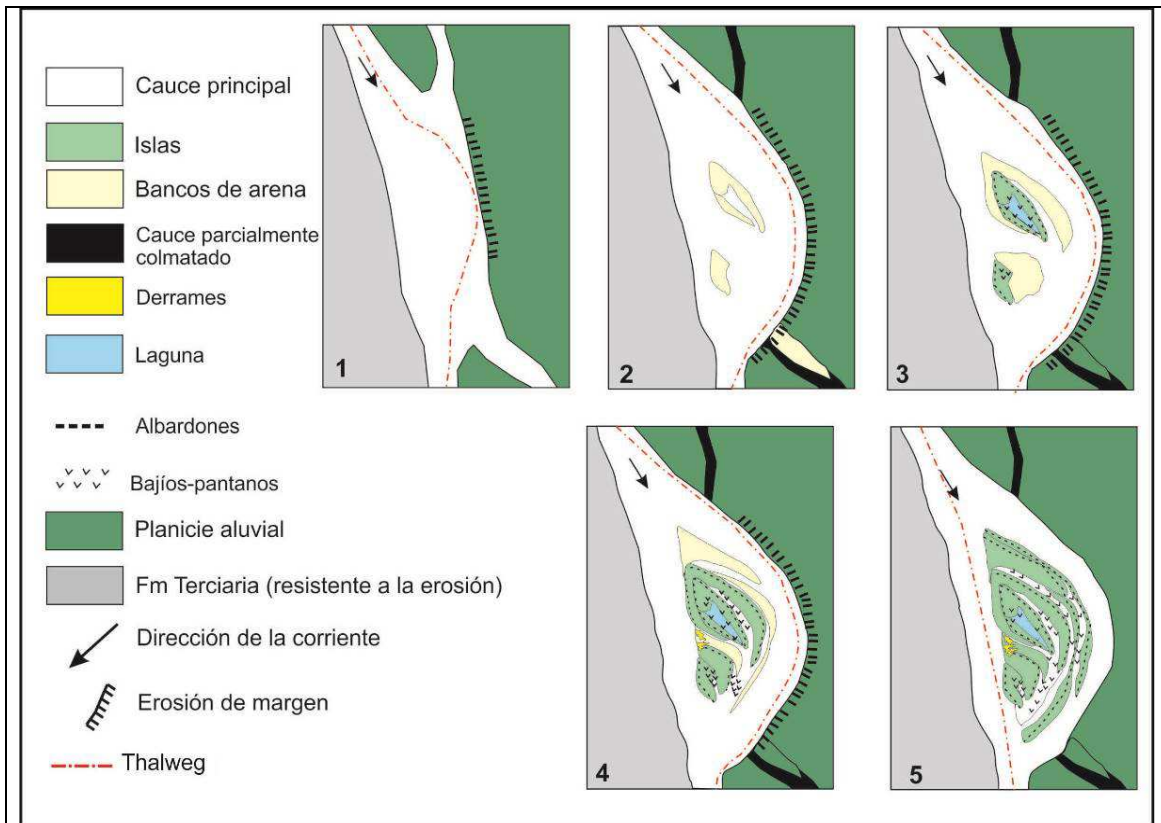


Figura 5.13. Esquema de evolución de las geoformas más representativas de este modelo evolutivo

Ejemplo tipo: Punta Rosa

Se desarrolla una sola isla en el centro del cauce, que tiene un crecimiento dominante hacia aguas abajo.

Si se observan las figuras 5.14b y 5.14c, conjuntamente con la tabla 5.7, se puede advertir que la amplitud máxima de la onda del thalweg para los últimos 32 años (1977–2009) se incrementó al doble de velocidad (32 m/año) con respecto al período 1939–1977 (15 m/año).

La onda del thalweg primero se expandió hacia el oeste, erosionando la margen derecha y emergiendo un banco en el centro del cauce (entre los años 1981 y 1984). En una segunda etapa, además de exagerarse la onda, ésta se trasladó al sur, erosionando la punta de aguas arriba de la isla Piragua (ubicada aguas abajo), y simultáneamente el banco creció en esa dirección (*fig. 5.14c*). A su vez, en ese corrimiento la onda del thalweg comenzó a rotar, adquiriendo en la actualidad un ángulo de 90° a la salida del sector (*fig. 5.14d*).

En la batimetría del año 2010 también se advierten otras características del sector, como ser: gran centro deposicional (banco sumergido) aguas arriba de la isla, señalando una futura erosión de la margen cóncava en ese sector (que se verifica en la imagen del año 2013, *fig. 5.14e*), y expansión del extremo sur de la isla a partir de un banco de acreción aguas abajo de morfología similar a un pico de ave, que mantiene la independencia de ambos brazos del cauce y traslada hacia el sur la confluencia.

Desde el año 1999, la migración de la onda se desaceleró en un 74% con respecto al período 1977–1999 y el banco emergido también dejó de crecer. Este último en el año 2002 comenzó a vegetarse, para transformarse en una isla del centro del cauce de geomorfología compuesta generada por distintas asociaciones de bancos que terminaron configurando varias geoformas (cauces parcialmente colmatados, albardones, bancos de acreción lateral, de aguas abajo y aguas arriba, bajíos-pantanos, derrames) (*fig. 5.14f*).

Es importante resaltar la existencia de un control morfológico en este sector que podría estar generando un direccionamiento del flujo. La margen izquierda del cauce, en el estrechamiento de aguas arriba (justo donde se ubica la localidad de Punta Rosa), está conformada por formaciones plio-miocénicas de carácter resistente, que significa una mayor estabilidad temporal de la traza en planta de ese borde. Precisamente, el río, al erosionar la pared del valle durante grandes unidades de tiempo, modeló una saliente que podría estar direccionando el flujo contra la margen opuesta en el ensanchamiento de aguas abajo.

Año	Amplitud máxima (m)
1939	3416
1977	3846
1986	4388
1999	4710
2009	4902

Tabla 5.7. Evolución del ancho máximo del río en Punta Rosa

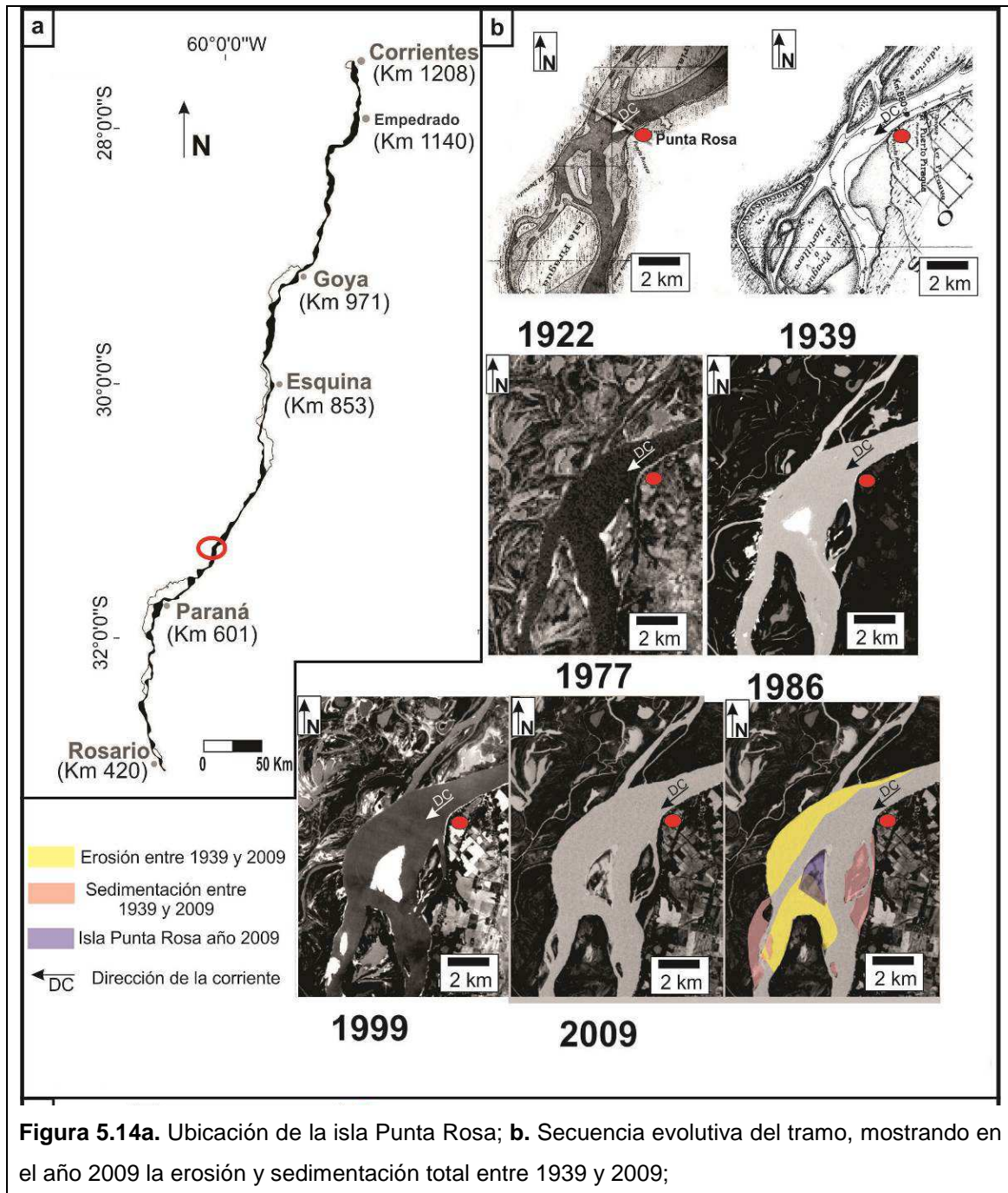


Figura 5.14a. Ubicación de la isla Punta Rosa; **b.** Secuencia evolutiva del tramo, mostrando en el año 2009 la erosión y sedimentación total entre 1939 y 2009;

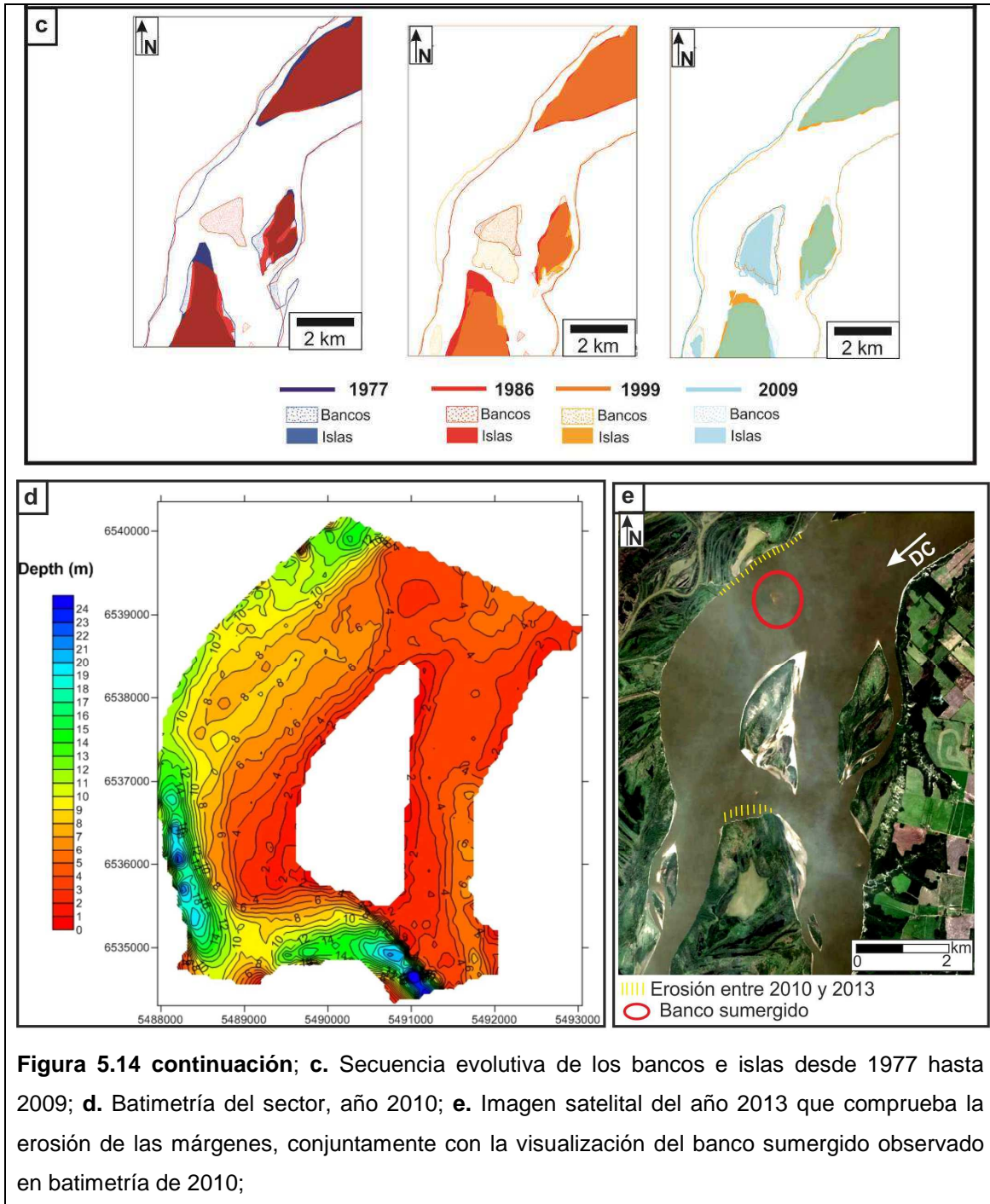


Figura 5.14 continuación; c. Secuencia evolutiva de los bancos e islas desde 1977 hasta 2009; **d.** Batimetría del sector, año 2010; **e.** Imagen satelital del año 2013 que comprueba la erosión de las márgenes, conjuntamente con la visualización del banco sumergido observado en batimetría de 2010;

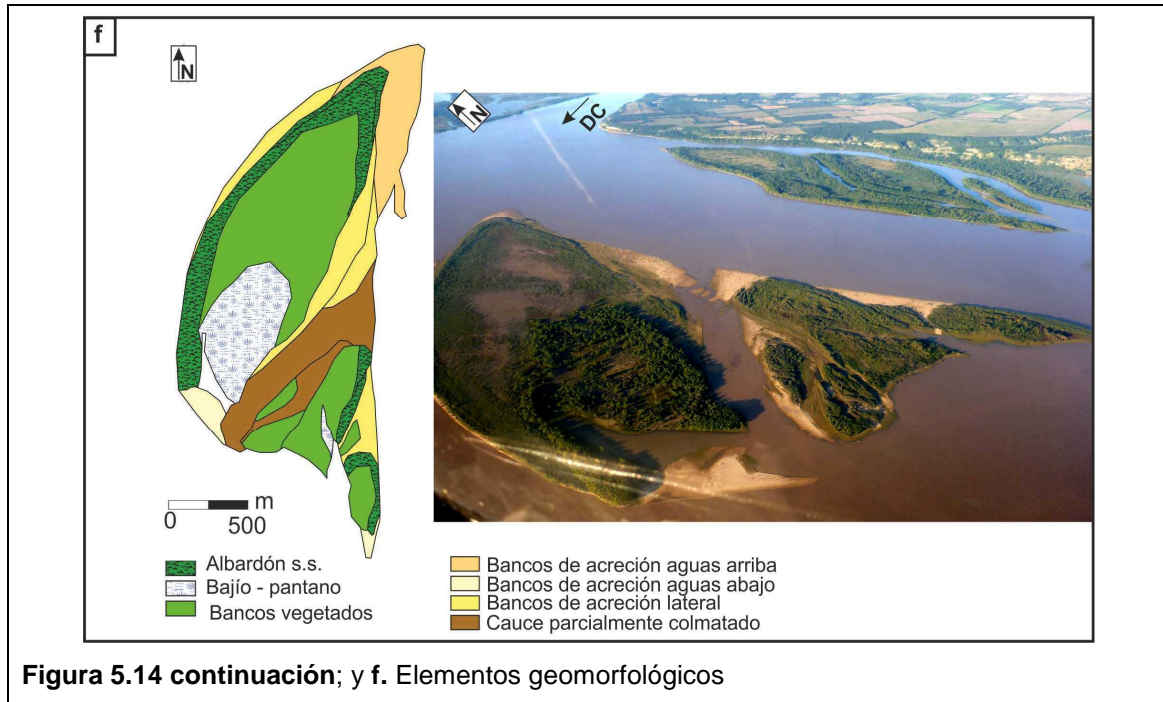


Figura 5.14 continuación; y f. Elementos geomorfológicos

Ejemplo tipo: isla Nueva Denis

Se forma una isla en el centro del cauce, la cual rápidamente se adosa a la planicie aluvial.

La evolución del sector con el desarrollo de esta isla se ilustra en la figura 5.15. Dicha zona en el año 1969 es un tramo de cauce único, correspondiente a un estrechamiento, con el thalweg y ambas márgenes de morfometría recta.

Entre 1969 y 1977 el thalweg comienza a exagerar su onda hacia la margen derecha (planicie aluvial), migrando y erosionando la orilla. Entre 1977 y 1986 se produce la máxima tasa de exageración de la onda (83 m/año), con la emergencia de un gran banco central (2,25 km²) de dimensiones similares al área de la margen erosionada (2,26 km²). A su vez, entre 1986 y 1991 la onda se traslada al sur y rota, provocando una curvatura en ángulo recto, similar a lo que ocurrió en el tramo descrito anteriormente. Conjuntamente, el banco sigue aumentando su área, en dimensiones similares al área erosionada de la planicie (aumento de banco: 1,45 km²; área erosionada: 1,7 km²) y creciendo en la misma dirección que la migración del thalweg. La alta tasa de erosión del thalweg (0,28 km²/año) y la rotación promovieron un ángulo de salida del flujo muy cerrado, y poco tiempo después el thalweg se rectifica (entre 1991 y 1995). Simultáneamente con esta evolución, el extremo aguas arriba de la onda se estrecha, producto de la emergencia de un banco asociado a la margen derecha, que crece en dirección a la orilla cóncava (*fig. 5.15, año 1991*), disminuyendo el flujo de entrada por dicho brazo.

Por su parte, el banco central comienza a vegetarse en 1993, transformándose en una gran isla de geomorfología compuesta, la cual crece lateralmente y en dirección sur por adosamientos de bancos en su lateral occidental y aguas abajo, respectivamente.

El brazo que contenía al thalweg se estrecha mediante bancos centrales, que al poco tiempo también se vegetan, formando pequeñas islas. Actualmente, esas pequeñas islas, junto con la gran isla central, están casi adosadas a la planicie aluvial, existiendo solamente pequeños riachos que las separan (*fig. 5.15c*). Justamente, ese pequeño riacho que sigue conectado al cauce principal por un tiempo prolongado, favorece la jerarquización de surcos y canales de desborde vinculados con la planicie, los cuales deben presentar una condición de equilibrio hidrodinámico o de erosión neta que puede estar dada por un menor ingreso de sedimentos en el riacho. Este tipo de proceso, se reconoció en diversos adosamientos de islas en todo el río (*fig. 5.15e*).

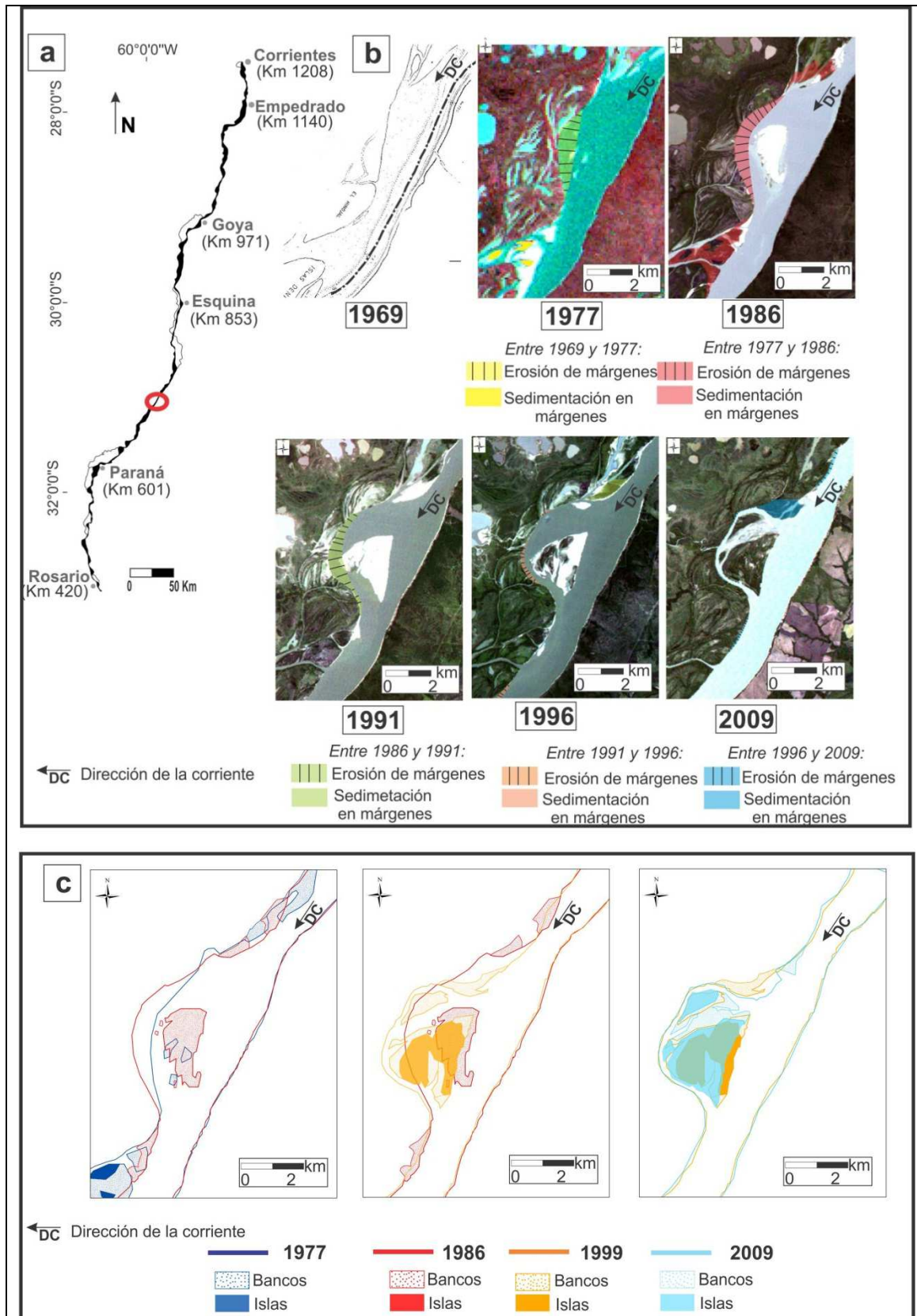


Figura 5.15a. Ubicación de la isla Nueva Denis; **b.** Secuencia evolutiva del tramo, mostrando entre distintos años erosión y sedimentación; **c.** Secuencia evolutiva de los bancos e islas desde 1977 hasta 2009;



Figura 5.15 continuación; d. Jerarquización de surcos de desborde de la planicie vinculados a los pequeños riachos remanentes del adosamiento de las islas a la planicie aluvial.

Ejemplo tipo: islas Lavalle

Formación de varias islas vinculadas a un brazo principal y varios brazos menores someros.

En la carta batimétrica del año 1939 se observa que el tramo es un cauce único con márgenes casi rectas y paralelas entre sí, donde el thalweg presenta una leve sinuosidad y existen varios centros deposicionales (*fig. 5.16c*).

En la fotografía aérea de 1960 se notan dos grandes cambios: los bancos se transformaron en islas y el thalweg cambió su traza en dos sectores (*fig. 5.16a*).

1. Entre Punta Rubio y Lavalle, exageró su onda hacia el oeste, erosionando la planicie aluvial y modificando la morfología del tramo (*fig. 5.16a y 5.16c*). Sin embargo, al no contar con batimetrías entre 1939 y 1960, no se pudo determinar si la migración se produjo como una deriva continua o mediante rectificaciones subacuáticas del thalweg.

2. En la zona de la isla Los Chivos rectifica su onda, que pasa de estar recostada sobre la margen derecha en 1939 a ubicarse cerca de la margen izquierda en 1960.

Para 1977 existen dos nuevas islas en el centro del cauce, que estarían vinculadas a las migraciones del thalweg antes descriptas (*fig. 5.16c*).

A partir de la década del 90, la onda del thalweg entre Punta Rubio y Lavalle comienza a trasladarse hacia el sur. Conjuntamente con la exageración de su

amplitud, entre 1993 y 1996 experimenta una tasa de expansión muy rápida (máxima de ~600 m) al capturar una laguna en la planicie aluvial (orilla derecha). Esto último promovió una gran formación de bancos en torno a las islas (sobre todo después de la crecida de 1998), los cuales se fueron vegetando rápidamente, algunos transformándose en pequeñas islas y otros aumentando el área de las islas preexistentes (año 2009).

Por otra parte, aguas arriba de la onda central también se advierte la emergencia de un banco en el centro del cauce (*fig. 5.16c, 1996*), separado de la margen derecha por un thalweg secundario (antigua traza del thalweg principal), lo cual se ve claramente en la batimetría de 2011 (*fig. 5.16d*). Este banco se fue vegetando, estabilizándose y transformándose en una isla del centro del cauce, con crecimiento predominante hacia aguas abajo y arriba.

En cuanto a las islas Tataré y Chivos, de posición central en 1960, terminan adosándose a la planicie aluvial por sedimentación del brazo que las rodeaba por la derecha.

Una de las diferencias más destacables con respecto a los otros submodelos es la ausencia de un brazo secundario de jerarquía similar al brazo principal. En este sector, en cambio, existen varios brazos menores, más semejantes a una configuración de patrón entrelazado.

Con respecto a la geomorfología, las islas pequeñas, consecuencia de la formación de los bancos en los brazos menores (modelo I), conforman islas simples, mientras que aquellas involucradas en la expansión o migración de la onda del thalweg son compuestas.

En el anexo D (*fig. 2*) se muestran como complementos los mapas geomorfológicos de las islas en este sector.

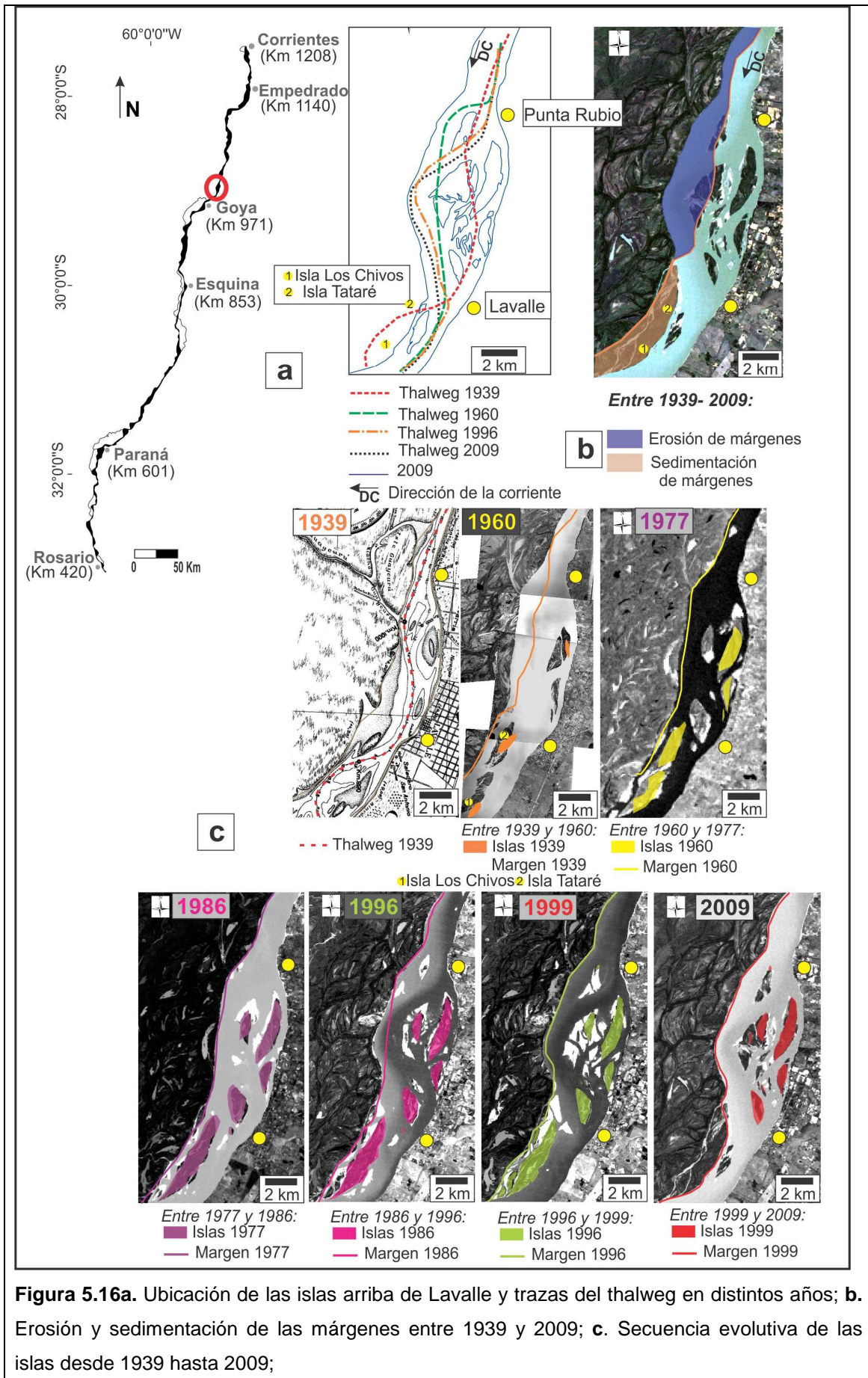
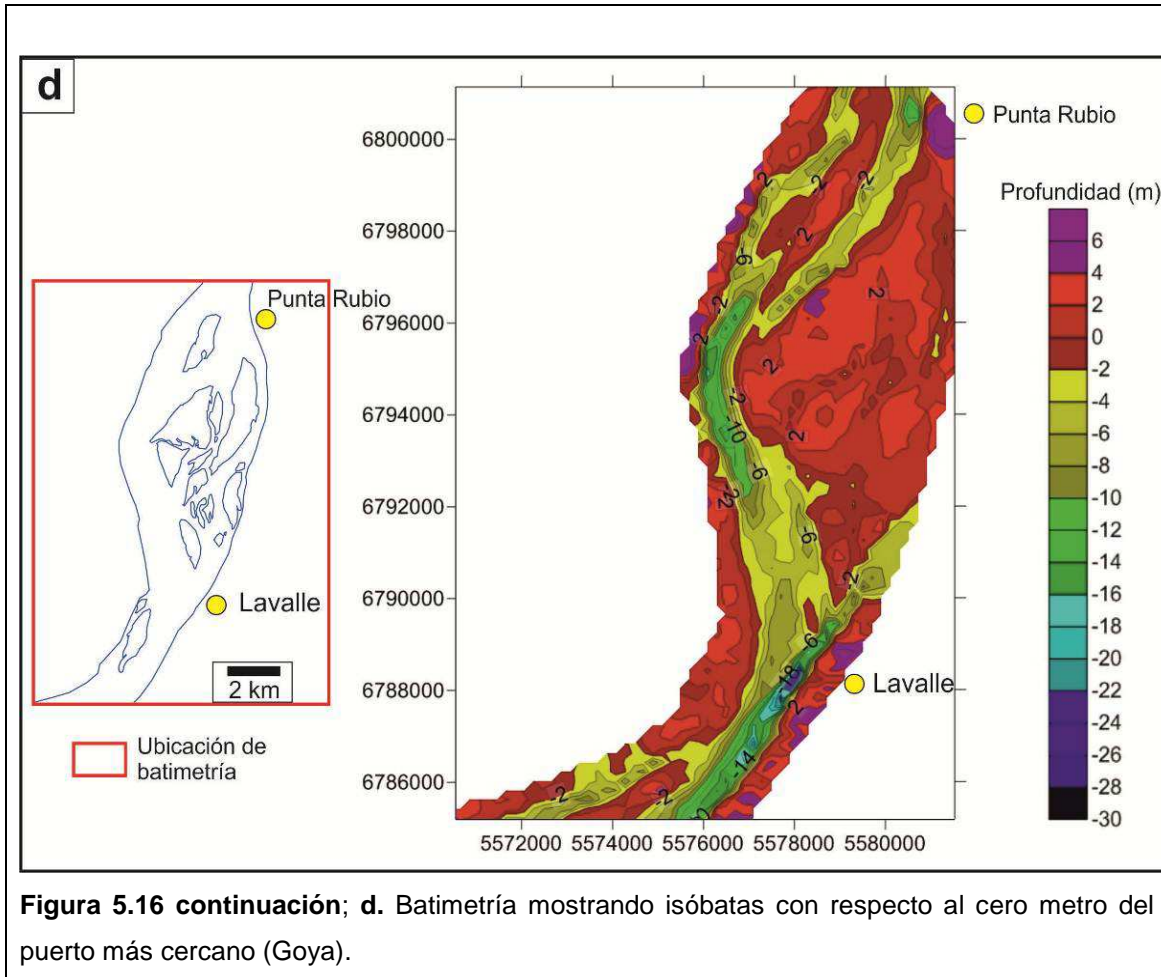


Figura 5.16a. Ubicación de las islas arriba de Lavalle y trazas del thalweg en distintos años; **b.** Erosión y sedimentación de las márgenes entre 1939 y 2009; **c.** Secuencia evolutiva de las islas desde 1939 hasta 2009;



Ejemplo tipo: islas pequeñas de Goya

Formación de un aglomerado de islas muy pequeñas rodeadas de dos brazos del río de jerarquías similares.

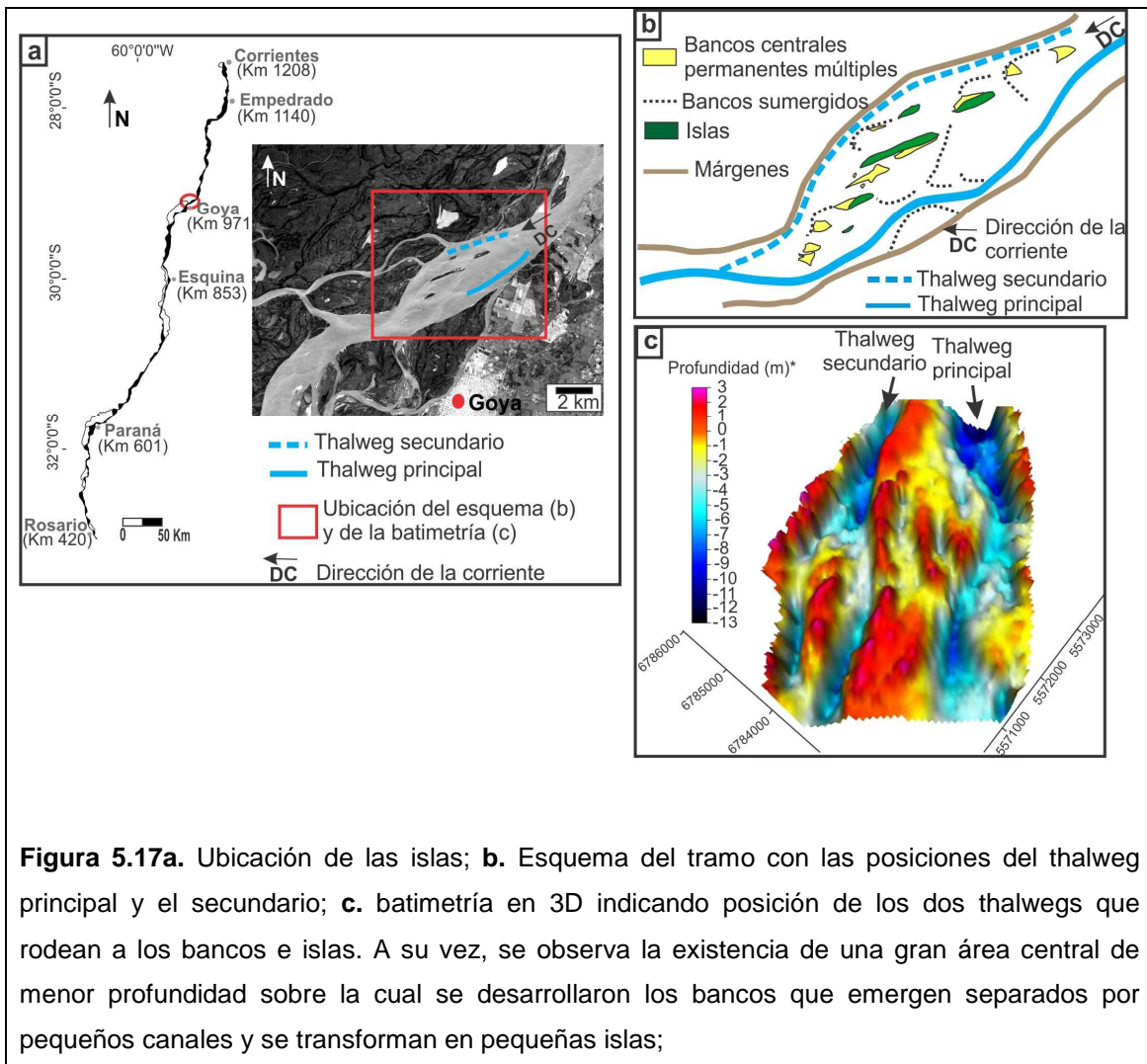
El tramo ejemplo donde se originaron estas geoformas se muestra en la figura 5.17a. Hay una esquematización del sector, la cual evidencia varias islas de dimensiones reducidas y bancos pequeños, rodeados por el thalweg principal y otro secundario (*fig. 5.17b*), posiciones denotadas según la batimetría en 3D (*fig. 5.17c*).

En la figura 5.17d se señala la evolución general de dicho tramo, donde se nota que en 1960 ambas márgenes se mantenían paralelas y rectas entre sí, mientras que el thalweg principal tenía una leve sinuosidad, según lo observado en la batimetría de 1969.

Para el año 1977 se produjo una sedimentación con emergencia de bancos asociados a la margen derecha (*fig. 5.17b, elipse amarilla*), lo que generó un estrechamiento en la zona, que se acentuó y estabilizó al vegetarse el banco en los años posteriores (año 1986 en adelante). Este proceso, ya comentado en el capítulo 4,

podría haber impulsado la exageración de la onda del thalweg secundario, ayudado por el direccionamiento natural que tiene el flujo general en la entrada del tramo y favorecido por una muy baja resistencia a la erosión de la margen.

Lo anterior promovería la creación del patrón de cauce característico de este río de tramos ensanchados (con bancos e islas) seguidos por otros estrechos. En este caso, la ampliación del cauce estuvo también ayudada por el corrimiento lateral del thalweg principal, que erosionó la margen izquierda. Sin embargo, a pesar de esto último, la tasa de erosión de ambas márgenes fue relativamente lenta y gradual (exageración de la onda del thalweg secundario: 22 m/año; corrimiento del thalweg principal: 11 m/año), lo que condujo a la emergencia de bancos con dimensiones pequeñas que se estabilizaron con vegetación, formando pequeñas islas de geomorfología simple.



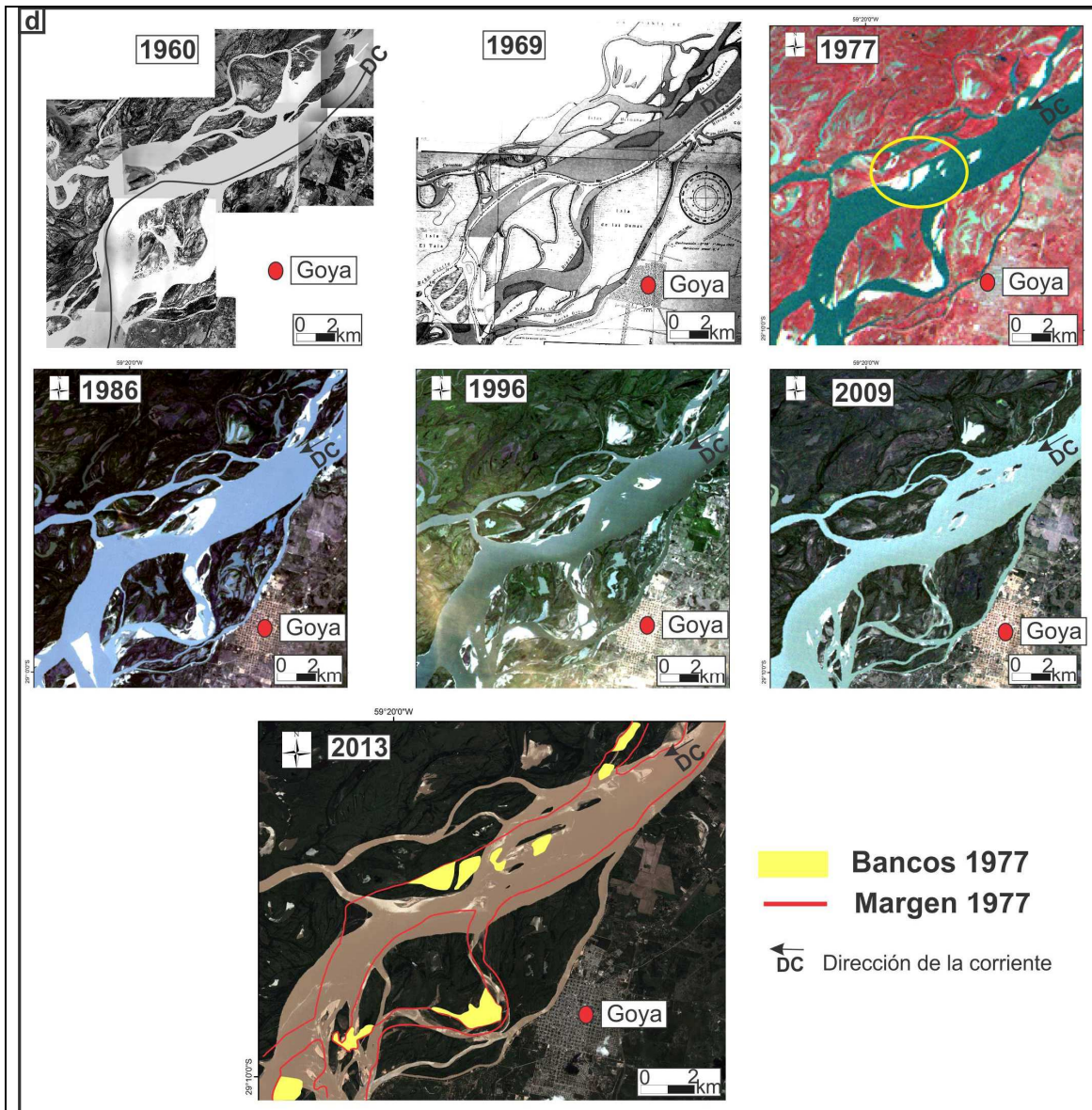


Figura 5.17 continuación; d. Evolución general de la zona desde 1960 hasta la actualidad, señalando la formación de bancos asociados a la margen en 1977 (elipse amarillo) con su posterior vegetación (1986 a 2009) y, aguas arriba del mismo, la emergencia de los bancos permanentes múltiples (1996) con su posterior vegetación (2009). En la imagen de 2013 se trazaron las márgenes y los bancos emergidos de 1977, mostrando la exageración de la onda sobre la margen derecha y el corrimiento lateral del thalweg sobre la margen izquierda

5.3.2.1.c. Modelo III

El modelo III corresponde a las islas pequeñas formadas en la margen cóncava de una curva. Este tipo de sedimentación ha sido referido como “*concave benches*” por Page y Nanson (1982, pág. 541), quienes asocian esta sedimentación a la formación

de una zona de expansión y separación del flujo. De acuerdo a estos autores, la secuencia evolutiva de estos bancos es la siguiente (presentada en la figura 5.18):

1. Fase de expansión del flujo

El desvío del flujo, usualmente desde la curva de aguas arriba, sobre la margen convexa de aguas abajo resulta en el retroceso del eje de la curva y la ampliación del cauce, produciendo una zona expandida. Esto facilita la separación del flujo en el lado de la margen cóncava. Esta zona de separación a veces es alentada por el crecimiento de barras de punta en la margen convexa inmediatamente aguas arriba.

2. Fase de núcleo

Se desarrolla una barra de forma longitudinal de arenas medias en aguas relativamente calmas de la zona de separación. Inicialmente la deposición está concentrada cerca del límite de la separación del flujo, pero luego esta barra se puede extender lateralmente hacia la margen cóncava, formando una plataforma por sedimentación subsecuente.

3. Fase del benche maduro

La agradación de la barra con arenas finas al nivel menos frecuente de inundación (aproximadamente dos-tres veces el nivel de cauce lleno) permite que los árboles del río puedan llegar a establecerse a través del tiempo. La sedimentación procede rápidamente con arenas finas y fangos, particularmente alrededor del núcleo provisto por los árboles, hasta que la superficie del *benche* alcanza una altura levemente inferior a la de la inundación anual más probable.

4. Fase de expansión del benche

Futuros retrocesos de la margen convexa son acompañados por el desarrollo de barras de punta en la curva de aguas arriba. El resultado es una nueva zona de separación y la expansión lateral del *benche* original, particularmente hacia el extremo de aguas arriba.

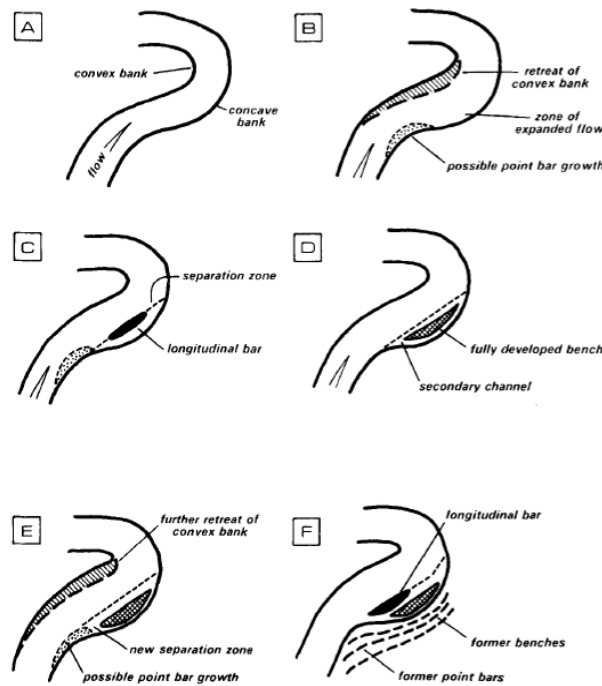


Figura 5.18. Secuencia de migración de una curva y evolución de un *benche* asociado (Page y Nanson: 1982, pág. 541)

Si bien el análisis de Page y Nanson (1982) fue realizado en un río meandriforme de cauce único, en el río Paraná existen formaciones de islas en curvas donde se podrían desarrollar condiciones hidrodinámicas similares al modelo propuesto por estos autores.

No obstante, también hay otras posibilidades, como por ejemplo a partir de la rectificación subacuática o traslación del thalweg, donde queda un centro deposicional entre las antiguas trazas del thalweg y la nueva (*fig. 5.19b*, 1977-1991). Esta zona central más elevada seguiría atrapando sedimentos y creciendo verticalmente hasta transformarse en una isla (*fig. 5.19b*, 2009).

En tal sentido, futuras investigaciones se deberían realizar en estos sitios, vinculando la geomorfología con mediciones de la hidrodinámica en planta.

En cuanto a la geomorfología, generalmente son islas simples, aunque pueden llegar a tener varias acreciones de bancos, suficientes para transformarla en una pequeña isla compuesta (*fig. 5.19c*).

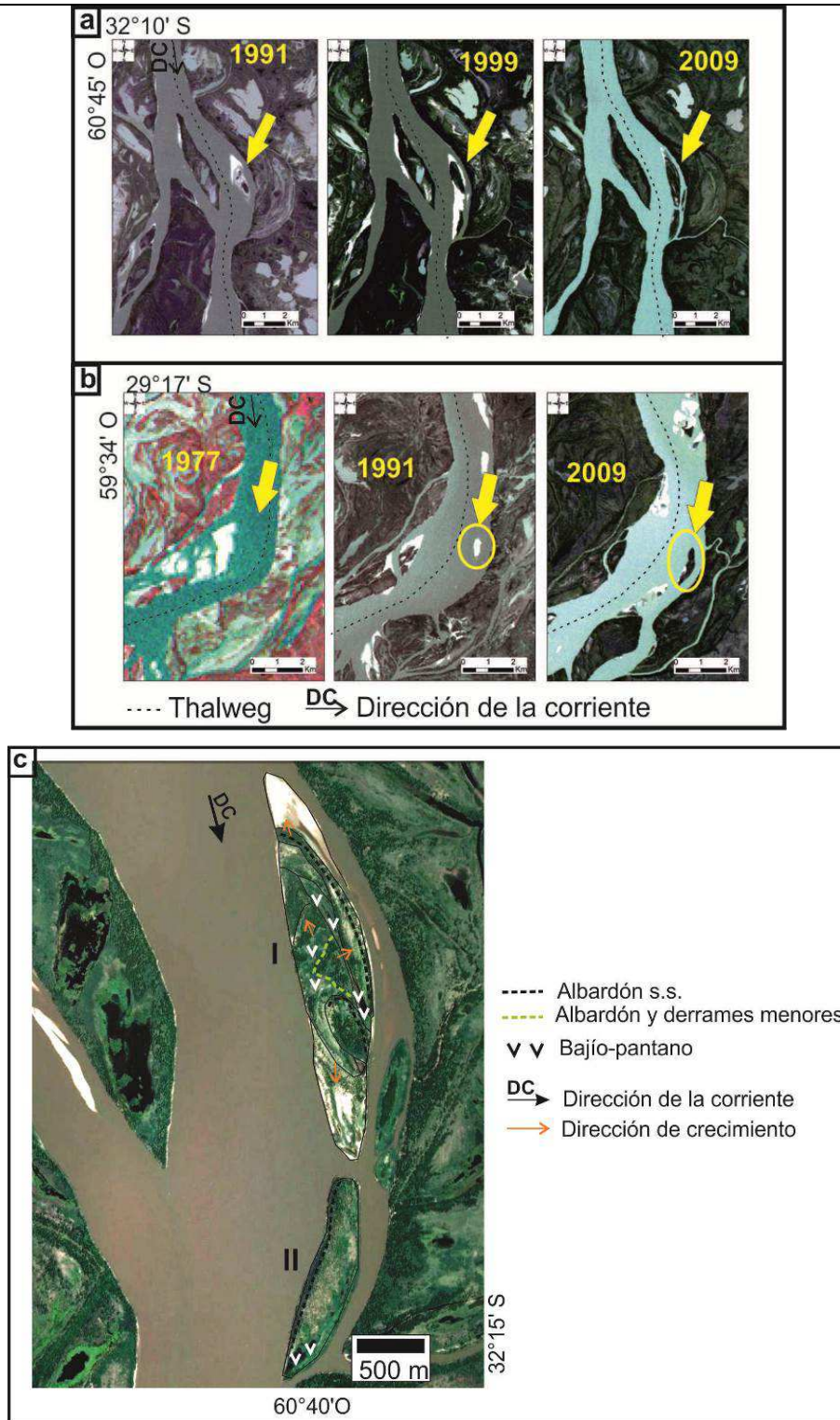


Figura 5.19a y b. Ejemplos de formación de islas en márgenes cóncavas. Las flechas amarillas señalan la ubicación de la isla o futura posición de la isla; **c.** Geomorfología de estas islas: isla compuesta originada por adosamiento de distintos bancos (I) e isla simple (II).

5.3.2.1.d. Modelo IV

En este caso se origina una nueva isla a partir de la jerarquización de un riacho pequeño que atraviesa a una isla del cauce (*fig. 5.20*).

El proceso involucra la división de una isla (generalmente de grandes dimensiones) en dos nuevas islas de menor tamaño, que se produce a partir de la reactivación o jerarquización de un riacho que pertenece a una isla de cauce.

El desarrollo o jerarquización de ese riacho menor en algunas ocasiones puede estar sujeto a un proceso de rectificación del thalweg, lo que promovería aun mayores cambios morfológicos.

En los últimos 70 años, 14 islas se fragmentaron, algunas con más de una división.

Las islas resultantes pueden ser tanto compuestas como complejas, de acuerdo a la isla que les dio origen. La figura 5.21 muestra una esquematización de la fragmentación de una isla con las geoformas resultantes (*mapas de detalle de las geoformas de este estilo de isla se dan en el ítem 5.3.3, casos puntuales*).

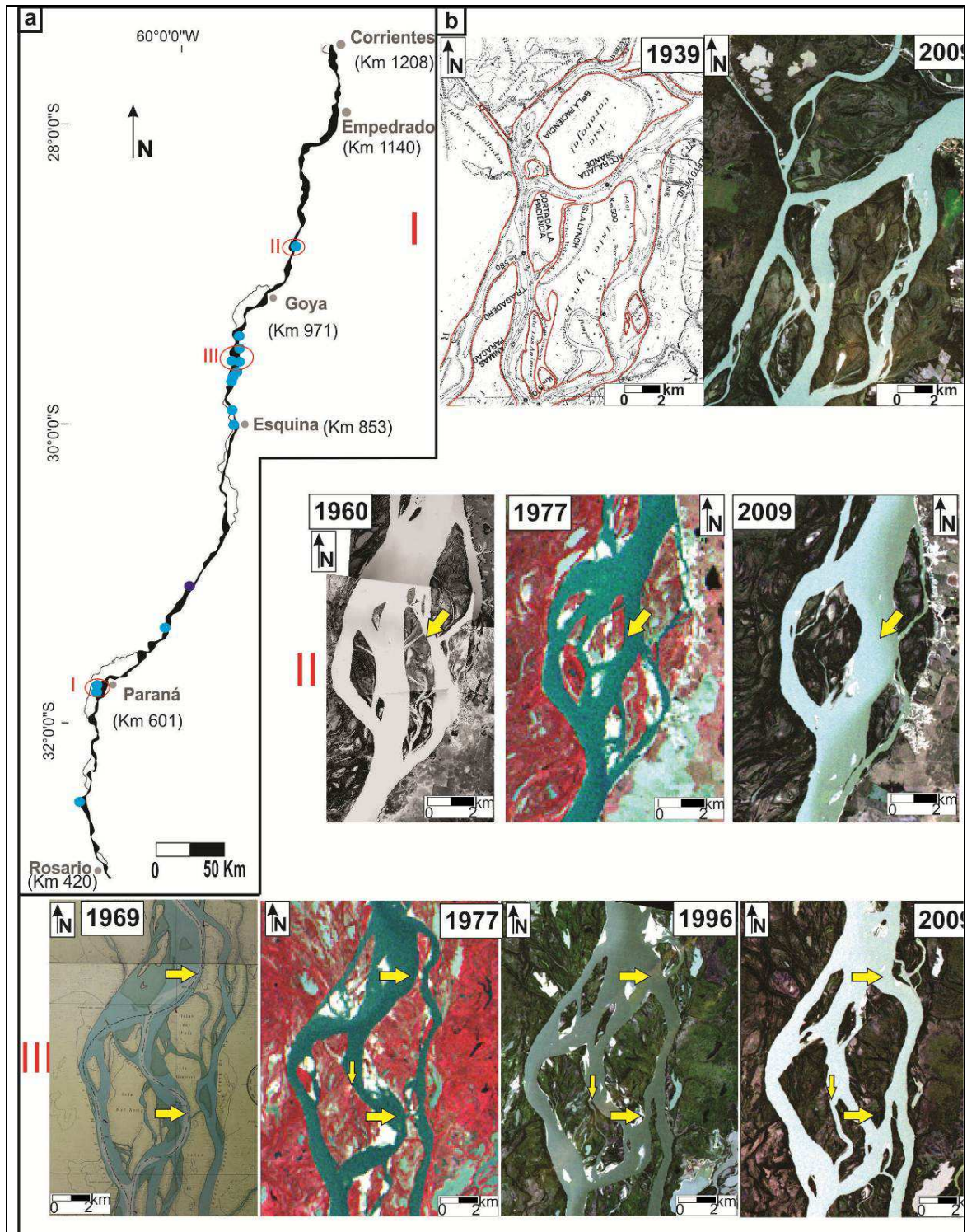


Figura 5.20a. Ubicación de los tramos del río donde se fragmentaron islas entre 1939 y 2009 (puntos azules); **b.** Ejemplos de islas que se dividieron mediante erosión y jerarquización de riachos (flechas amarillas)

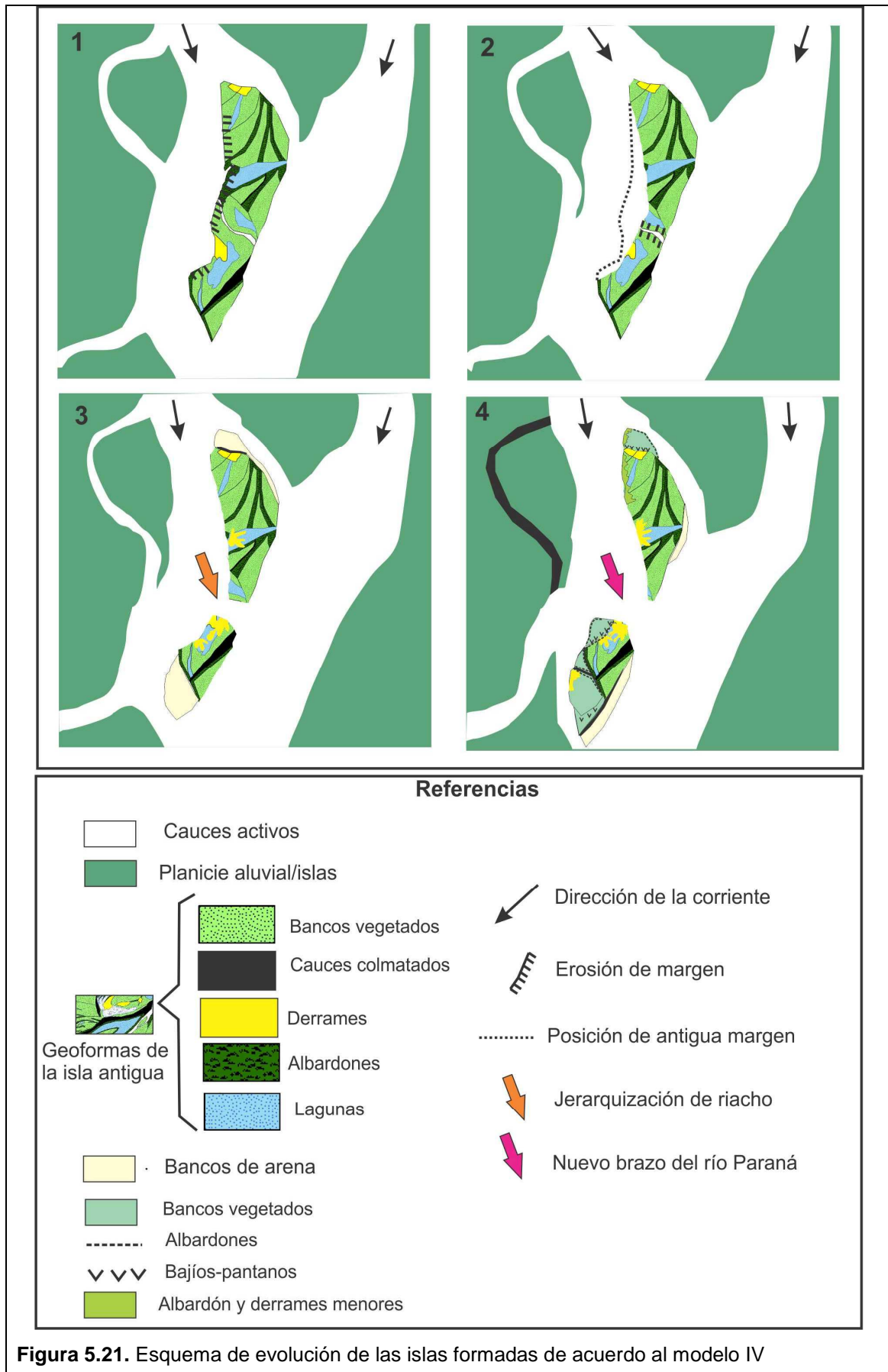


Figura 5.21. Esquema de evolución de las islas formadas de acuerdo al modelo IV

5.3.2.1.e. Modelo V

El modelo V se vincula a la formación de islas de cauce a partir del desarrollo o jerarquización de un riacho menor de la planicie aluvial, que escinde una porción de la misma convirtiéndola en isla.

Este mecanismo de formación de nuevas islas es ampliamente referido en la literatura (Brizga y Filayson, 1990; Ashmore, 1991; Schumm et al., 1996; Nanson, 2013), sobre todo para el origen de grandes islas formadas fuera del cauce. En el caso de este río podemos diferenciarlo en dos subtipos:

➤ *Submodelo Va*: la porción de planicie aluvial que formará la nueva isla corresponde a la más recientemente formada, pudiendo ser una antigua isla que se adosó a aquella, donde el riacho que se reactiva se originó al adherirse la isla a la planicie aluvial (*fig. 5.22*), o bancos de relleno de un antiguo brazo del río (*fig. 5.23*). Claramente, de acuerdo al tiempo que han estado adosadas a la planicie aluvial, su geomorfología puede estar muy modificada.

En los últimos ¹⁰0 años, 16 islas de tamaño grande (entre 4,001 y 15 km²) y muy grande (mayor a 15,001 km²) se formaron mediante este submodelo.

➤ *Submodelo Vb*: en este caso se trata de enormes porciones de planicie aluvial compuestas por un mosaico de unidades geomorfológicas muy diversas, propio de este ambiente. En el Paraná Medio se reconocen tres islas que son grandes fragmentos de planicie aluvial, de áreas entre 200 y 250 km²: San Gerónimo, Curuzú Chali y Colastiné (*fig. 5.24*). Como mencionamos en el capítulo 3, estos tres tipos de isla no fueron tenidos en cuenta en esta tesis, dejando su estudio para futuras investigaciones.

En ambos submodelos las islas siempre suelen tener una geomorfología compleja, es decir que presentan tanto márgenes concordantes como erosivos con la traza en planta de las geoformas que las integran.

Por otra parte, mediante el análisis de los elementos geomorfológicos de las islas mayores a 150 años, se reconocieron en algunas de ellas fragmentos de planicie aluvial (*ejemplo de esto mostramos en el ítem 5.3.3 de casos puntuales*).

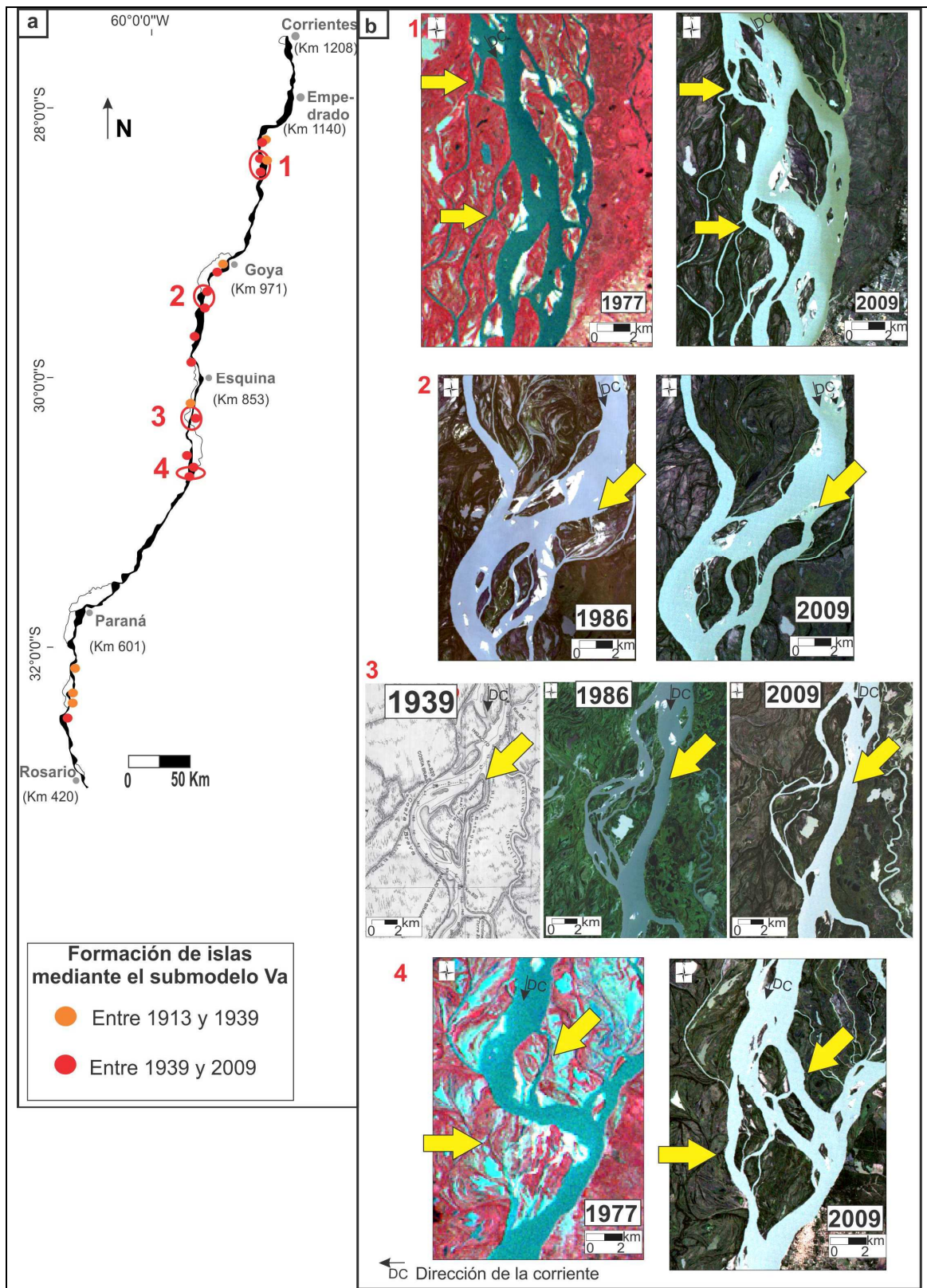


Figura 5.22a. Ubicación de los tramos del río donde se formaron islas a partir de una porción de planicie aluvial entre 1913 y 1939 (puntos naranjas) y entre 1939 y 2009 (puntos rojos); **b.** Ejemplos de islas que se formaron mediante la jerarquización de riachos de la planicie (flechas amarillas)

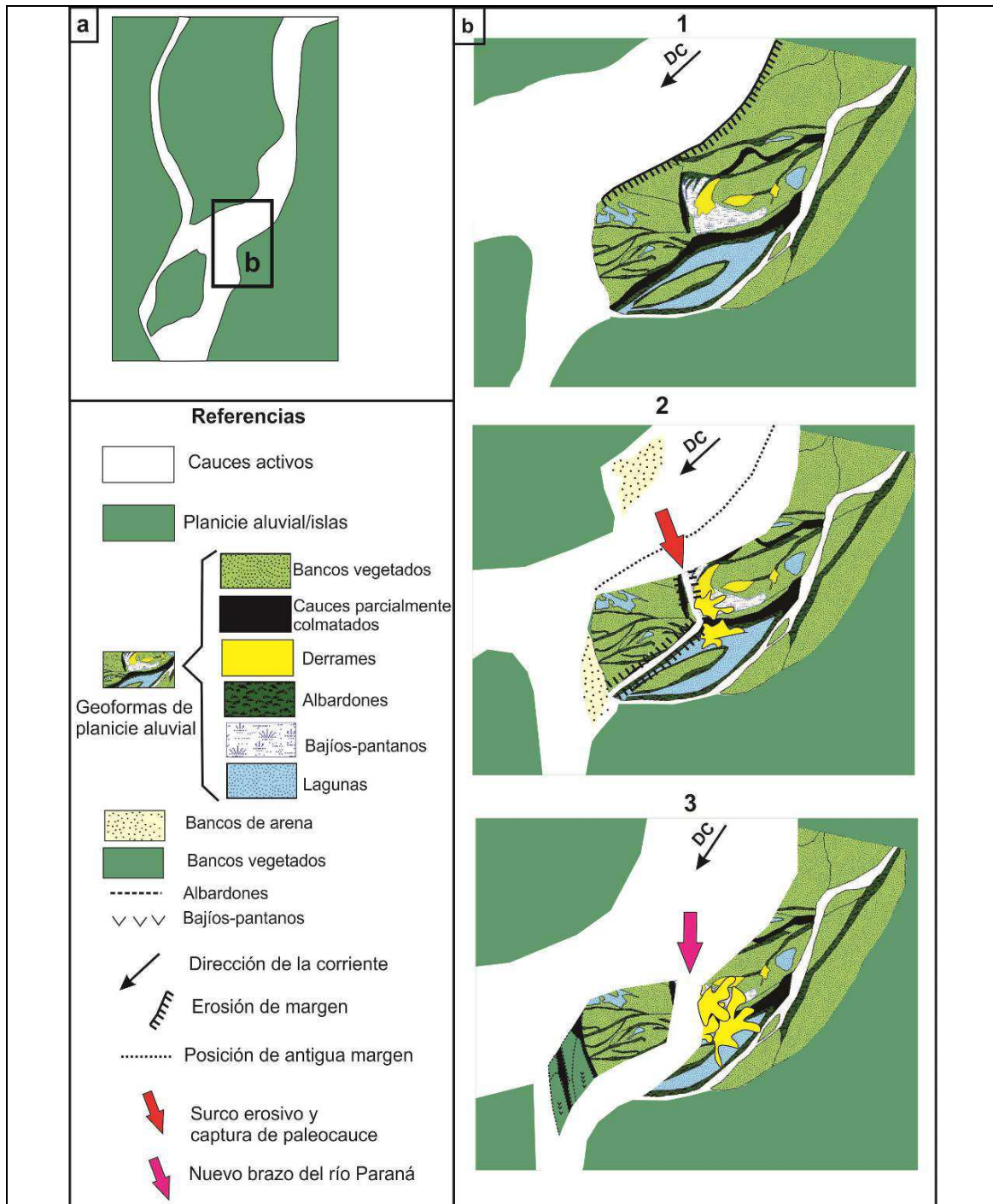


Figura 5.23a. Ubicación de la zona esquematizada en 5.23b; **b.** Esquema de evolución de una isla compuesta por un fragmento de planicie aluvial: 1. Erosión de la margen; 2. Formación de un surco erosivo en la planicie del río y posterior captura de un antiguo cauce parcialmente colmatado; 3. Jerarquización del riacho y aumento de la longitud de un brazo del río conjuntamente con la formación de una nueva isla. Esta isla estará compuesta por una porción de planicie aluvial que se correspondía a un antiguo brazo del río relleno parcialmente por bancos con albardones sobreimpuestos, y también tendrá bancos nuevos adheridos posteriormente

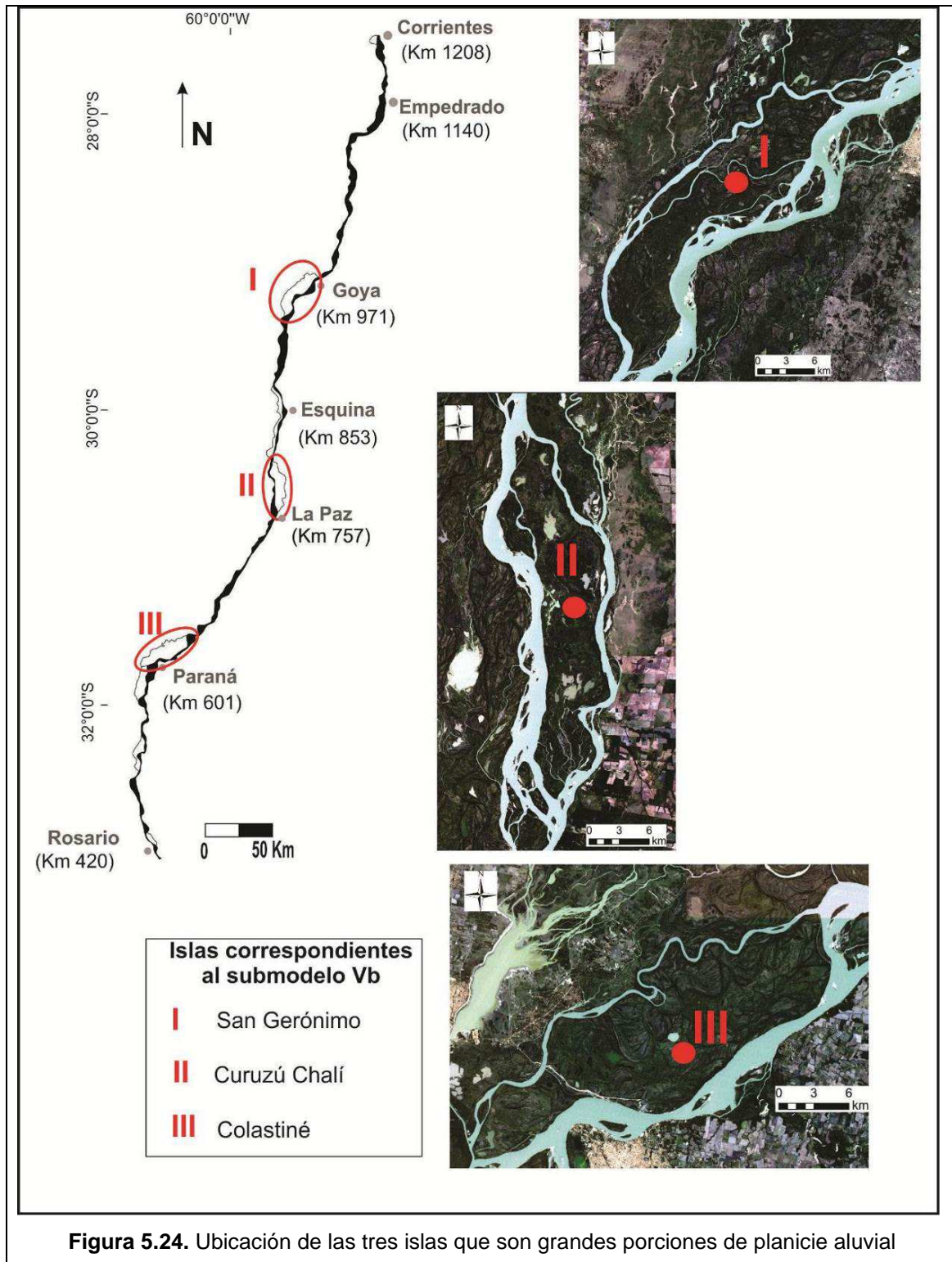


Figura 5.24. Ubicación de las tres islas que son grandes porciones de planicie aluvial

5.3.2.1.f Modelo VI

Este modelo involucra la unión de las islas originadas mediante los procesos descriptos anteriormente.

Un gran porcentaje de las islas del río Paraná están conformadas por uniones entre distintos tipos de isla y porciones de planicie aluvial. El elemento identificador de estas adhesiones son los cauces colmatados o parcialmente colmatados que tienen igual dimensión que el brazo principal del río o de los brazos secundarios. La geomorfología de la isla resultante dependerá de los procesos involucrados en la generación de las distintas islas que se unen entre sí, pero generalmente presentan una geomorfología compleja, con una gran diversidad de geoformas, donde la traza de la isla es discordante con ellas.

Un ejemplo de evolución de una isla que involucró la unión de tres tipos de islas previamente formadas mediante los modelos I, IV y V (formación de un banco central, fragmentación de islas y escisión de planicie aluvial) se da en el ítem 5.3.4 de casos puntuales.

5.3.2.2. Caracterización geomorfológica y sedimentaria general de las islas

A partir de un reconocimiento de las geoformas en imágenes aéreas y en el campo, se identificaron y describieron 19 elementos geomorfológicos (*tabla 5.8*), los cuales se asocian entre sí para formar las diferentes configuraciones geomorfológicas de las islas (simples, compuestas y complejas).

Por otra parte, los distintos perfiles relevados en el campo permitieron definir y caracterizar 13 facies sedimentarias en base a las características texturales, estructuras internas, color, bioturbación, contenido de materia orgánica y geometría de los depósitos que integran. A su vez, las distintas facies se agrupan de diversas maneras conformando las múltiples geoformas.

5.3.2.2.a. Elementos geomorfológicos

Los elementos geomorfológicos reconocidos en las islas corresponden, en general, a los que se detallan en la literatura de geomorfología y geomorfología fluvial (Leopold *et al.*, 1964; Fairbridge, 1968; Knighton, 1998; Charlton, 2008; Fryirs y Brierley 2013). Sin embargo, es preciso aclarar algunas terminologías utilizadas.

Teniendo en cuenta la definición de elemento geomorfológico -“*geoforma unitaria que posee identidad morfogenética propia, sin consideración de su grado de conservación o funcionalidad*”-, las denominaciones que se utilizaron son independientes del grado de actividad del mismo, e.g. bancos, los cuales pueden estar vegetados o no, diferenciándolos, si fuese posible, según la clasificación propuesta en el capítulo anterior.

Asimismo, se optó por discriminar en el mapeo las espiras de meandro y los albardones de intracauce de acuerdo a la sinuosidad, siendo elevada en las primeras y muy baja para los albardones de intracauce. Si bien estos últimos se originan por debajo del nivel de desborde, dentro del cauce, mientras que las espiras corresponden a geoformas formadas por material de desborde por encima de los bancos semilunares o de punta (*point bar*), a veces es difícil distinguirlos, debido a que los albardones de intracauce, que tienen una sinuosidad variable, pueden crecer verticalmente y asemejarse a una espira cuando se forman en la curva de un cauce. Por lo tanto, posiblemente varias de las espiras mapeadas podrían corresponder a albardones de intracauce en su origen.

En la tabla 5.8 se dan a conocer las distintas geoformas identificadas en las islas, donde se da una síntesis del origen, las características que sirvieron para reconocerlas a partir de imágenes aéreas de alta resolución y otras registradas en el campo. También se describen las propiedades sedimentológicas generales reconocidas en el campo. Por su parte, las características más distintivas de las distintas facies sedimentarias están referidas en la tabla 5.9.

Demás detalles y particularidades de los elementos geomorfológicos serán dados en los casos de estudios puntuales (*ítem 5.3.3*) y en el capítulo 6.

Elementos geomorfológicos				Características sedimentológicas			
Nombre	Génesis	Reconocimiento aéreo (forma en planta y vegetación)	Reconocimiento en campo	Sedimentología	Geometría	Superficies limitantes	Ubicación
Albardones s.s.	Son los albardones típicos descritos en la literatura fluvial. Sucesión granodecreciente del material que viene en suspensión en un evento de crecida; o una secuencia rítmica que indica esos distintos eventos.	Lineales, cordoniformes. Colonizados por bosques de dosel monoespecíficos, principalmente sauce (<i>Salix humboldtiana</i>) y/o aliso (<i>Tessaria integrifolia</i>), o pluriespecífico, sin presentar una especie dominante sino varias de ellas, como timbó blanco (<i>Albizia inundata</i>), laurel (<i>Nectandra angustifolia</i>), ingá (<i>Inga uraguensis</i>), sangre de drago (<i>Croton urucurana</i>) y seibo (<i>Erythrina crista galli</i>).	Extensión hacia el interior de las islas: muy variables, siendo frecuentes en las islas grandes y muy grandes entre 30 y 150 m. Los más anchos tienen pendientes muy suaves, con un pasaje muy gradual hacia un ambiente de tras albardón. Los más angostos tienen límites bien definidos, con pendientes de ambas márgenes muy similares.	Asociación de las facies de arenas limosas y limos. Estructura interna masiva a laminación paralela muy fina. El arreglo puede ser granodecreciente, granocreciente o secuencia rítmica, indicando distintos eventos de crecida. Cada ciclo de desborde puede estar coronado por una capa de materia orgánica. Color frecuente: pardo rojizo a pardo amarillento. Espesor más frecuente: 0,5 cm.	Tabular.	Base neta, irregular y transicional	Limitando a brazos del río, donde su parte más energética se encuentra alejada. En el interior de las islas indican acreción entre ellas.
Albardones y derrames menores	Compuestos por una sucesión de derrames, que están coalesciendo e interdigitándose lateralmente. Pueden estar interestratificados con depósitos de albardón s.s.	Morfología similar al albardón s.s., pero se caracteriza por tener su límite interno festoneado. La vegetación constituye una mezcla desordenada entre las especies ya instaladas en los albardones y las nuevas especies que colonizan los derrames. El resultado generalmente es un bosque de albardón s.s., que incorpora sin un	La extensión hacia el interior de la isla es más amplia que el albardón s.s., llegando a los 300 m en islas grandes y muy grandes. Relieve irregular, con pequeños surcos y lomadas.	Arenas finas y muy finas con laminación ondulítica y masiva. Asociadas a las facies heterolíticas con estructuras mixtas. Pueden estar interestratificados con las facies de arenas limosas y limos, organizadas en láminas paralelas. Algunas capas pueden tener una gran cantidad	Tabular y cuneiforme	Base neta, irregular; y techo irregular, ondulado.	Relacionados a brazos con gran dinámica y/o a determinadas configuraciones del cauce (aguas arriba de una constricción del flujo y en importantes curvaturas del canal).

		patrón regular poblaciones jóvenes de sauce, aliso, sangre de drago y especies arbustivas tales como chilca (<i>Baccharis salicifolia</i>), café de la isla (<i>Sesbania virgata</i>) y carpinchera (<i>Mimosa pigra</i>).		de materia orgánica. Espesor más frecuente: 1m.			
Derrames	Depósitos de desborde conformados por arenas.	Los más comunes: lobadas y ramificadas. Los más recientes presentan sedimentos arenosos en su superficie con surcos de desborde. Generalmente son rápidamente colonizados por bosques de sauce y/o aliso, o por arbustales de chilca.	Topografía bastante caótica, con lomadas y surcos. Los desniveles medidos son del orden del decímetro, llegando incluso a 1 m.	Arenas medias, finas y muy finas con estructura interna desde estratificación entrecruzada a laminación ondulítica y masiva. Asociadas a facies heterolíticas. Generalmente los sedimentos contienen mucha materia orgánica dispersa.	Lenticular	Base neta y techo convexo hacia arriba.	En margen actual o antigua en el interior de la isla. También en el interior de las islas vinculadas a surcos erosivos.
Surcos de desborde	Relacionados a los derrames.	Lineales.		Compuesta por las facies arenosas: arenas medias, finas y muy finas con estructura interna conformada por estratificación entrecruzada, laminación ondulítica y masiva.	Lenticular	Base cóncava hacia arriba y techo neta a transicional	Relacionados a los derrames
Surcos erosivos	Geoformas erosivas donde se concentra el flujo a raíz de la necesidad del cauce de disipar energía, producto de una constricción aguas abajo y/o por una diferencia de	Lineales, relacionados a depósitos de derrames. No tienen vegetación. Pueden contener pequeñas depresiones con agua.	Tienen importantes desniveles, desde bajíos de hasta 2 m de profundidad hasta pequeñas lagunas.				Cortando transversalmente a la isla y a la dirección del flujo principal.

	energía entre dos brazos que rodean a la isla.						
Bajíos – pantanos	<p>Corresponden a los relieves cóncavos donde se concentra el agua durante y después de una crecida, drenándose muy lentamente. Sus orígenes son muy diversos, desde la propia construcción del albardón, donde se genera una diferencia topográfica que prolonga el estancamiento del agua dentro de la isla en desarrollo, hasta otras geoformas, e.g. derrames que terminan limitando zonas más bajas donde persiste agua estancada. También están los relacionados a los propios desniveles que tienen los bancos cuando emergen o se adosan entre sí.</p>	<p>Zonas con agua estancada estacionalmente. Se los identifica al comparar imágenes con distintas alturas hidrométricas. A su vez, suelen presentar sedimentos finos en su superficie (suelo desnudo) y/o comunidades de vegetación acuático-palustre representadas en diferentes combinaciones de las siguientes especies; verdolaga, capín, canutillos (<i>Paspalum elephantipes</i>, <i>Paspalum repens</i>), helecho de agua (<i>Azolla filiculoides</i>), acordeón de agua (<i>Salvinia biloba</i>), repollito de agua (<i>Pistia stratiotes</i>) y camalotes (<i>Eichhornia crassipes</i>, <i>E. azurea</i>), entre otras.</p>		<p>Generalmente compuestos por alternancia de las facies de limos y arcillas limosas. Estructura interna masiva a laminación paralela muy fina. Colores: pardo rojizo a grisáceo.</p>	Tabular.	Base neta y techo neta y transicional	Muy diversa.
Lagunas	<p>Corresponden a los cuerpos con agua permanente. Sus orígenes son variados, entre los más frecuentes se encuentran los relacionados a un antiguo brazo del río, los originados a partir de la</p>	<p>Sus morfologías son muy diversas y están vinculadas a sus génesis. Solamente se denomina laguna a aquella que en distintos niveles hidrométricos contiene agua, de lo contrario se la identifica como bajo-</p>		<p>Facie arcillas limosas, de estructura interna poco visible a escala de afloramiento. Colores: pardo grisáceo a gris. Los depósitos más antiguos presentan una consistencia dura.</p>	Tabular.	Base neta y techo neta.	Muy diversa.

	propia morfología de emergencia del banco (banco con forma en "V"), los vinculados a las adhesiones de islas y bancos, los formados en las interspiras, por crecimiento y extensión hacia aguas abajo de albardones, (modelo descrito por Drago, 1977), entre otros.	pantano. La vegetación de las lagunas comparte las especies presentes en bajíos y pantanos, aunque las especies flotantes libres, tales como camalote, repollito de agua, acordeón de agua y helecho de agua, aparecen con mayor frecuencia.					
Bancos modelado por inundación	Geoforma producto del retrabajamiento del escurrimiento superficial sobre bancos emergidos exagerando sus desniveles y promoviendo la formación de varios bajíos por donde se concentra el agua de superficie, originando una topografía irregular.	La superficie tiene una alta densidad de pequeños canalículos que se unen y divergen. En aguas medias-altas generalmente está completamente inundado con pequeñas lomadas que emergen.		Asociación de las facies de arenas limosas y limos, con materia orgánica dispersa. Color frecuente: pardo rojizo.		Base irregular.	Sobre bancos en proceso de transformación en islas o completamente vegetados.
Bancos modelado por cauces internos	Geoforma producto del retrabajamiento de pequeños cauces que quedaron activos dentro de un antiguo brazo del río Paraná que había sido rellenado parcialmente por bancos.		Estos cauces no sólo modificaron la morfología de los bancos, sino también promueven el desarrollo de albardones sobre ellos y derrames en las partes más bajas.				Relacionados a bancos de relleno de cauce.
Espiras	Producto de las divagaciones de pequeños riachos activos y paleocauces dentro de las islas. También pueden	Cordoniformes en forma de media luna. La vegetación es similar a la que presentan los albardones s.s.	Tienen diversos tamaños, con longitud de onda y amplitud que van desde unos metros a kilómetros, algunas de las cuales	La parte superior es similar a la secuencia de los albardones s.s.			En el interior de las islas, vinculadas a pequeños cauces activos o







	corresponder a una porción de planicie aluvial.		son muy difusas y están sobreimpuestas por otras espiras, lo que nos indica la complejidad geomorfológica de la isla y su antigüedad.				paleocauces.
Canales activos	Riachos muy angostos que atraviesan las islas compuestas y complejas, sobre todo estas últimas. Formados a partir de la acreción de islas, bancos y porciones de planicie aluvial.		Son cauces angostos, generalmente con mucha vegetación en sus márgenes.				Interior de las islas, señalando antiguas uniones entre islas, bancos y/o porciones de planicie aluvial.
Canales parcialmente colmatados	Corresponden a los cauces que están desactivados pero no completamente rellenos.	Presentan porciones del cauce conformando lagunas.		Arenas medias, finas y muy finas producto de migración de dunas y ondulas, coronadas con las facies de arenas limosas y limos con estructura laminar paralela.			Ídem anterior.
Canales colmatados	Corresponden a cauces totalmente rellenos.	Variables de acuerdo al proceso de relleno.		Similar al anterior.			Ídem anterior.
Albardones de intracauce	Se desarrollan dentro de los cauces. Su formación está vinculada a la vegetación hidrófita arraigada dentro de los riachos, que atrapan de manera directa el sedimento y además producen una pérdida de velocidad del flujo (Marchetti <i>et al.</i> : 2013).	Cuerpos cordoniformes rectos o con un radio de curvatura variado, dispuestos en forma paralela a las márgenes de los cauces.	Poseen un ancho cercano a la decena de metros y hasta varios kilómetros de longitud. Responsables del cegamiento y estrechamiento de varios de los cauces de las islas.	Dominan los limos de estructura masiva o laminación paralela muy fina. Color pardo rojizo.		Techo transicional	Rellenando cauces internos de la isla.

Bancos	Los denominamos así cuando la morfogénesis del banco todavía se conserva, aunque se encuentren vegetados y formando parte de una isla. Los diferenciamos cuando son posibles en acreción aguas arriba, aguas abajo, laterales y si corresponden a un tipo semilunar (<i>point bar</i>) debido a la migración del brazo principal del río o de jerarquía similar.	Formas muy variables: elíptica, semilunar, alargada, triangular. Generalmente están rodeados por albardones. Suelen corresponderse con la zona de tras albardón. La vegetación típica de bancos son los bosques pioneros de sauce y aliso. Estos se forman a partir de poblaciones muy densas donde una de las especies es claramente dominante y la otra sólo aparece como especie acompañante.	Zona tras albardón de relieve uniforme a levemente cóncavo.	La porción superior de los bancos está conformada por una asociación de las facies de arenas limosas, limos y limos arcillosos; pueden indicar las ramas ascendentes y descendentes de una crecida.			
---------------	--	--	---	---	--	--	--

Tabla 5.8. Síntesis descriptiva de los elementos geomorfológicos reconocidos en las islas

5.3.2.2.b. Sedimentología

Las distintas facies sedimentarias reconocidas en los perfiles relevados en campo corresponden a las siguientes:

	Características sedimentológicas	Ubicación	Otras particularidades	Ejemplo
Facies de arenas	Arenas finas a medias, bien a moderadamente bien seleccionadas. Color pardo claro a amarillento. Estructura interna: estratificación entrecruzada planar.	Se encuentran rellenando surcos de desborde	Formadas por migración de dunas. En ciertas ocasiones tienen una orientación contraria a la dirección del flujo del río Paraná.	
	Arenas muy finas, finas y medias, de muy buena a moderada selección. Color pardo claro a amarillento. Estructura interna: laminación ondúlitica (como característica más notoria), conformando laminación entrecruzada fuera de fase (tipo A o escalonada), en fase (tipo B) y sinusoidal.	- Albardones y derrames menores - Derrames - Relleno de canales	Pueden estar interdigitados y coalesciendo entre sí, teniendo una gran continuidad lateral y formando una superficie irregular a ondulosa	
	Arenas muy finas, finas a medias, selección buena a moderada. Color castaño claro a amarillento. No se reconoce una estructura interna (masiva).	Suelen corresponder al pico de una crecida y presentarse como un depósito de desborde. De acuerdo a la distancia del canal la granulometría cambia.	Se las puede encontrar formando lomadas por detrás de los árboles, y como pequeños derrames en las islas bajas, sobre todo en su porción de aguas arriba.	
Facies heterolíticas	Limos de color gris, generalmente de consistencia blanda, con estructura mixta de tipo lenticular, con lentes (cm) de arenas muy finas, finas y a veces medias, de color castaño claro a anaranjado por óxidos.	Ambiente de derrame, en su porción distal y profunda, pero con llegada de las arenas del canal.	En algunos casos los lentes de arena pueden tener una laminación entrecruzada o paralela, y pueden estar deformados.	
	Alternancia de limos de color gris y consistencia blanda, con arenas finas a medias, color castaño claro, moderadamente bien seleccionadas. Estratificación mixta tipo ondulosa.	- Albardones s.s. - Albardones y derrames menores - Derrames	Cuando las láminas son de arenas muy finas, estas suelen tener una deformación convoluta.	
	Arenas muy finas a finas, de color pardo amarillento, con lentes de limos de color pardo rojizo a gris.	- Albardones y derrames menores - Derrames.		








	Características sedimentológicas	Ubicación	Otras particularidades	Ejemplo
Facies de arenas - limosas	Limos-arenosos o arenas muy finas-limosas. Color pardo anaranjado a pardo rojizo, la variación del color se relaciona con la cantidad de arenas vs limos. La estructura interna es muy poco visible a escala de afloramiento (masiva).	Principalmente se encuentran conformando albardones s.s. También en derrames como su depósito más distal y relleno de cauce en su parte superior.	Corresponde al material que viene en suspensión en un evento de crecida. Suelen estar coronados por una capa centimétrica de materia orgánica.	
	Similar a la anterior, pero se caracteriza por estar formado por una alternancia de láminas de arenas muy finas y láminas de limos, con estructura interna: laminación paralela. Las arenas son de color pardo claro a amarillento; y los limos de color pardo rojizo a rojizo.	Mayormente se las hallan conformando albardones s.s.	La distinción entre las láminas de arenas y limos se vuelve más difusa, con un color más homogéneo a medida que aumenta la antigüedad del albardón.	
	Similar a la anterior pero de color pardo grisáceo debido a la materia orgánica con muy poca descomposición (se reconocen hojas y ramas), dispersa en toda la capa.	- Derrames - Albardones y derrames menores.	Corresponde a un depósito dejado al final de una crecida.	
Facies de limos	Dominan los limos (>70%). Estructura interna: masiva o laminación paralela muy débilmente reconocida a escala de afloramiento. El color va desde un rojizo homogéneo a pardo rojizo con pántinas negras, rojizas y ocre.	Ambiente lacustre a pantanoso o bajo tras albardón.	Cuando se encuentran asociados a facies arenosas, se corresponderían a la fase recesiva de una crecida, sobre todo cuando ingresa al sistema Paraná la carga de sedimentos limosos provenientes del río Bermejo.	
	Ídem al anterior pero con materia orgánica en descomposición.			
	Limos pardo rojizo, con muchos ocre, organizados en laminación paralela fina, con arcillas a modo de intraclastos, de color pardo grisáceo.		Se puede ver cómo los intraclastos de arcillas se forman en la costa de las islas.	
Facies de arcillas - limosas	Limos-arcillosos o arcillas-limosas, de colores: grisáceo rosado, gris y pardo rojizo, generalmente con pántinas de color rojo, ocre y negro, por concentración de hierro. Si son depósitos antiguos, la consistencia suele ser dura y en algunos casos se rompe en agregados subangulares. Internamente no se observa estructura, o muy suavemente puede haber una laminación paralela.	Lagunas en el interior de las islas, o bajíos bastante alejados del canal.	Se organizan en coset, donde existe una alternancia de sets limosos y sets arcillosos, con espesores más frecuentes entre 10 y 30 cm.	

Tabla 5.9. Facies sedimentarias reconocidas en diversos elementos geomorfológicos¹¹

¹¹ No se incluyen las facies sedimentarias que conforman los bancos de arena.

5.3.2.3. Análisis sedimentológico de registros de perforaciones antecedentes

En este ítem se da una síntesis de los resultados más relevantes de los registros de las perforaciones antecedentes. En las figuras 5.25 y 5.26 se señalan sus ubicaciones, organizadas en transectas, las cuales fueron tratadas en la forma descripta en el capítulo 2. En el anexo C se reproducen, a modo de ejemplo, dos de estos registros.

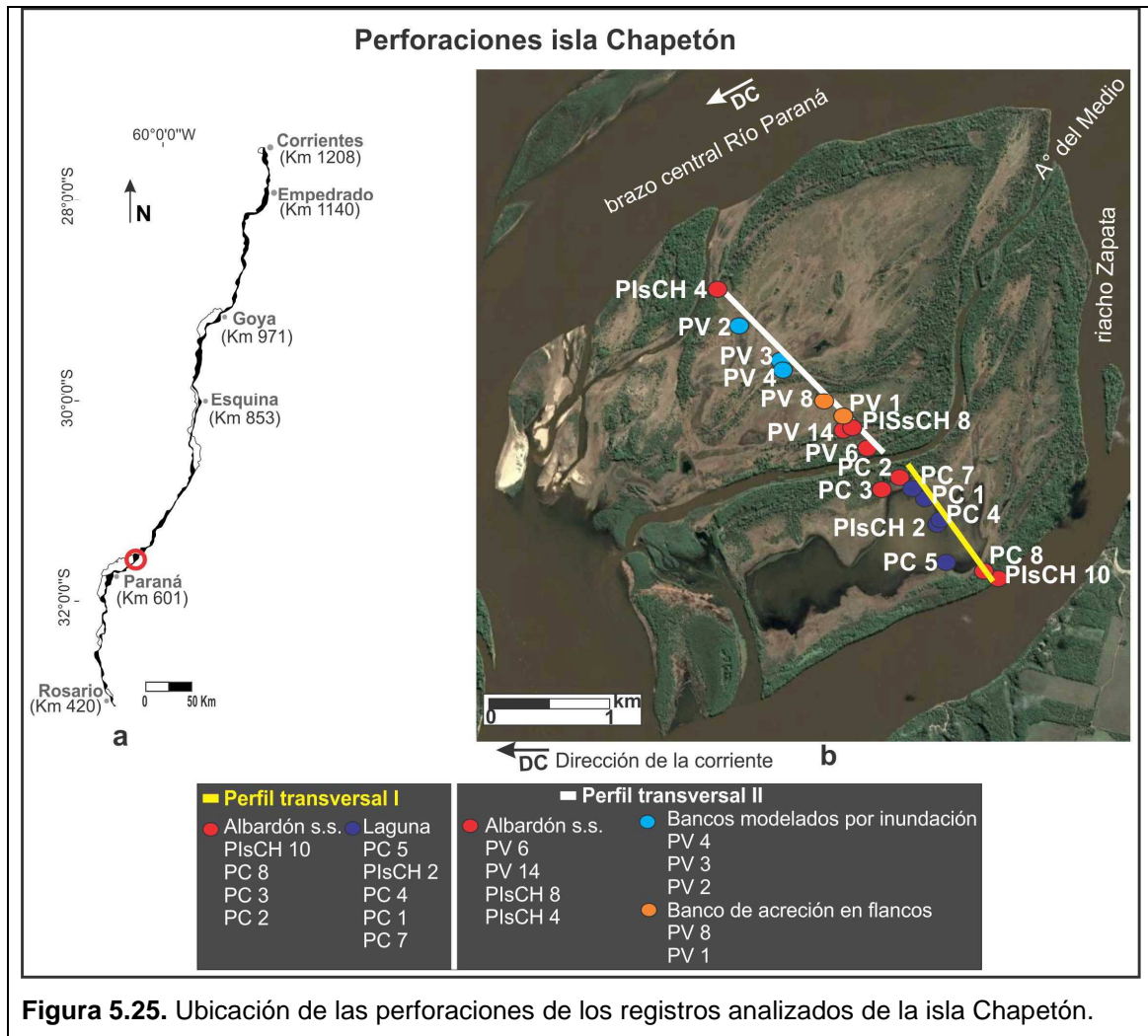
En cada transecta las perforaciones se agruparon de acuerdo al elemento geomorfológico donde se encontraban, si bien sólo la parte más superficial de las mismas es la que corresponde a dicha geoforma.

Perforaciones en la isla Chapetón

Los registros de perforaciones de la isla Chapetón se dividieron en dos tramos (*fig. 5.25*):

1) “Perfil transversal I: Chapetón Vieja”, cuyas perforaciones están ubicadas a modo de transecta desde el riacho Zapata (brazo izquierdo del río Paraná) al Arroyo del Medio, y justamente es la porción más vieja de la isla (más de 150 años de edad).

2) “Perfil transversal II: Chapetón Nueva”, también ubicadas a modo de transecta entre el Arroyo del Medio y un brazo central del río Paraná, que en el momento de la realización de las perforaciones correspondía al brazo principal.



El “Perfil transversal I: Chapetón Vieja” (fig. 5.25) está compuesto por nueve perforaciones, las cuales corresponden a (de SE a NO): PlsCH 10, PC 8, PC 5, PC 4, PlsCH 2, PC 1, PC 7, PC 3 y PC 2, involucrando dos geoformas:

Albardón s.s. (PlsCH 10, PC 8, PC3 y PC 2) (cotas entre 14 y 15 m IGN)

❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente limosos y limos-arcillosos interestratificados con arenas, de baja plasticidad (menor a 10) y colores gris oscuro, amarillo, verde y pardo. Espesor: entre 7 y 10 m.

Laguna (PC 5, PlsCH 2, PC 4, PC 1 y PC 7) (cotas entre 12 y 12,5 m IGM):

❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente arcillas y arcillas limosas (espesor entre 3 y 9 m), algunas dispuestas sobre un paquete de arenas con finos (espesor entre 3 y 4 m). Presentan baja plasticidad y colores pardo oscuro y gris oscuro. Espesor total: de 4 a 12 m.

Por debajo de los sedimentos finos de ambos elementos geomorfológicos, continúan sedimentos gruesos, de características similares en todas las perforaciones, cuyo techo se ubica entre cotas de 0 y 8 m IGN (dependiendo del ambiente), con espesores que pueden alcanzar los 38 m. Las características sedimentológicas de los mismos son:

❖ Arenas amarillas, verde claro y gris oscuro, bien a moderadamente seleccionadas, con niveles de arenas gravosas. De manera muy subordinada existen cuerpos lenticulares de sedimentos finos (arcillas y limos), de 1 o 2 m de espesor, o arenas con finos, sobre todo cerca de la base. Los primeros 5 a 9 m (aproximadamente) corresponderían a las arenas actuales, cuya base se encuentra entre los -10 y -14 m con respecto a la isóbata de cero metro del hidrómetro más cercano, identificado en los registros con datos de SPT como un cambio brusco del número de golpes, y además se corresponde con la profundidad aproximada hasta donde erosiona el cauce principal (cotas entre -2 y -3 m IGN).

A partir de la cota -29 m IGN aparecen los sedimentos marinos de la Fm. Paraná, atravesados (sin ver base).

El “Perfil transversal II: Chapetón Nueva” (*fig. 5.25*) está compuesto por nueve perforaciones, las cuales corresponden a (de SE a NO): PV 6, PV 14, PlsCH 8, PV 1, PV 8, PV 4, PV 3, PV 2 y PlsCH 4, involucrando tres geoformas:

Albardón s.s. (PV 6, PV 14, PlsCH 8 y PlsCH 4) (cotas entre 12,8 a 14,5 m IGN):

❖ Sedimentos finos, principalmente limosos e interestratificados con arenas con finos, y de manera subordinada arcillas, de baja plasticidad, de colores amarillo y gris oscuro. Espesor: entre 6 y 9 m las perforaciones ubicadas sobre los albardones más antiguos, PV 6 y PV 14; y de 2 m el albardón más joven, PlsCH 4.

Banco de acreción lateral (PV 1 y PV 8) (cotas entre 12,5 y 12,7 m IGN):

❖ Sedimentos finos; el de mayor espesor (PV 1) está compuesto en sus primeros 5 m por una interestratificación de limos y arenas con finos de color amarillo, siguiendo por debajo 4 m de interestratificación de arenas con finos y arcillas de color gris oscuro. Mientras que la otra perforación (PV 8) tiene sólo 1 m de finos que corresponden a arcillas amarillas con arenas finas en su base. Espesor: entre 1 y 9 m.

Modelado por inundación (PV 4, PV 3 y PV 2) (cotas entre 12 y 13,5 m IGN):

❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente limosos con algo de arenas con finos, y de manera subordinada arcillas con restos vegetales, de colores amarillo, naranja y pardo. Espesor: entre 6 y 8 m.

Por debajo de los sedimentos finos de los tres elementos geomorfológicos anteriores, continúan sedimentos gruesos, de características similares en todas las perforaciones, cuyo techo se ubica entre cotas 3,5 y 12,5 m IGN (dependiendo del ambiente), con espesores que pueden alcanzar los 41 m. Las características sedimentológicas de ellos son:

❖ Arenas amarillas, bien a moderadamente seleccionadas, con niveles de arenas gravosas. De manera muy subordinada existen cuerpos lenticulares de arenas con finos de 1 m de espesor. Se identifica a cota -2 m IGN (-12 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano, Puerto Paraná) un cambio brusco del número de golpes (10 a 50), que podría representar la base de las arenas actuales.

Entre cotas -29 m y -32 m IGN aparecen los sedimentos marinos de la Fm. Paraná, atravesados (sin ver base) entre aquellas.

Perforaciones en la zona Lavalle:

Los registros de sondeos de geotecnia revisados en esta zona corresponden a las perforaciones realizadas por Consular-latasa-Grimaux-Atec-Incociv UTE (2008) en la unidad de islas de cauce principal. La figura 5.26a señala la ubicación de las mismas, donde se advierten tres grupos de perforaciones; los denominados como “N” y “Ñ” se ubican sobre antiguas islas que actualmente forman parte de la planicie aluvial, mientras que las perforaciones nombradas como “VO” se hallan en la isla Los Chivos-Tataré. Esta última isla fue adosada a la planicie aluvial a fines de la década del 90, mediante bancos que colmataron el brazo del río que lo limitaba por la derecha. Por lo tanto, dividimos los registros de sondeos en esos tres tramos, y las posiciones de las perforaciones están representadas en la figura 5.26b, las cuales corresponden a:

- 1) Sección transversal N, con las perforaciones TA-N 2, N 4, N 3, N 2, N1 y TA-N 1.
- 2) Sección transversal Ñ, que representa las perforaciones TA-Ñ 1, Ñ 5, Ñ 4, Ñ 3 y Ñ 2, Ñ 1.
- 3) Sección transversal VO, que incluye los sondeos VO-12, VO-10, VO-9, VO-8, VO-7, VO-6, VO-5, VO-4, VO-3, VO-2 y VO-1.

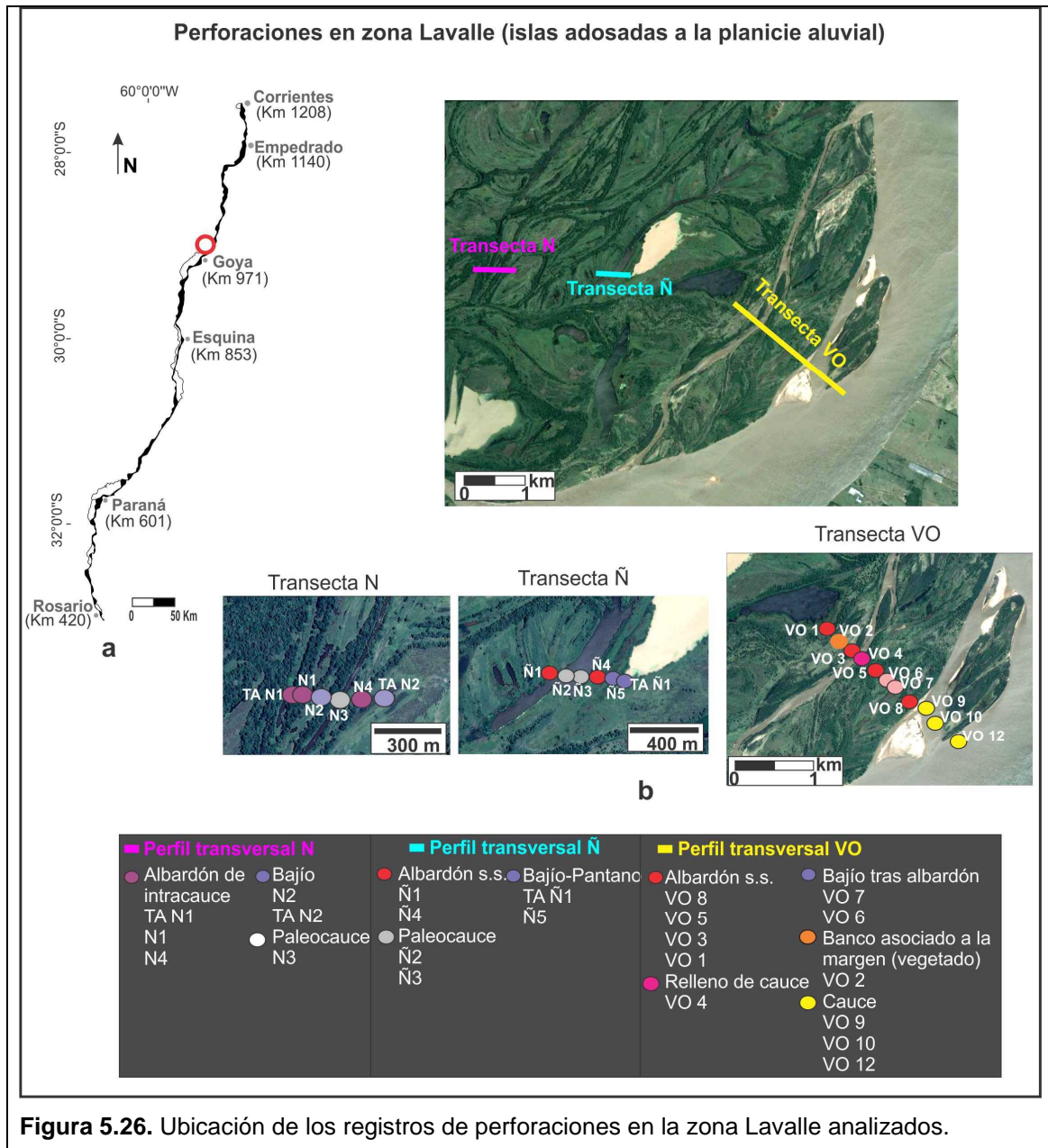


Figura 5.26. Ubicación de los registros de perforaciones en la zona Lavalle analizados.

Sección transversal N: compuesta por seis perforaciones e involucrando tres geoformas:

Bajío entre acreción de bancos (TA-N-2) (a cota +33,6 m IGN)

❖ Sedimentos finos, principalmente limos (ML), con arenas finas subordinadas de color naranja, con bajo número de golpes (menor a 12). Espesor: 1,5 m.

Albardón de intracauce y paleocauce (N 4, N 3, N 2, N 1 y TA-N 1) (a cotas entre +32 y +33,85 m IGN).

❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente arcillas, con limo subordinado de color naranja. Sólo una perforación tiene 10 m de espesor de finos, correspondiendo

los 5 m inferiores a arenas con finos, mientras que la parte superior es igual al resto de las perforaciones, donde dominan las arcillas; la misma corresponde al último albardón de intracauce formado, pudiendo pertenecer las arenas con finos de la base al relleno del fondo del cauce. Espesor: entre 2 y 10 m.

Por debajo de los sedimentos finos de las geoformas anteriores continúan sedimentos gruesos, de características similares en todas las perforaciones, cuyo techo se ubica entre cotas 22 y 31 m IGN (dependiendo del ambiente), con espesores que alcanzan los 40 m sin ver base. Las características sedimentológicas de ellos son:

- ❖ Arenas de color naranja, amarillo y pardo, con algunos niveles de arenas con finos y arenas gravosas. A cota +19 m (IGN), que corresponde a aproximadamente -10 m respecto a la isóbata de cero metro del hidrómetro más cercano (Puerto Goya), existe un cambio brusco de número de golpes (pasa de 32 a 50); justamente ese límite podría corresponder a las arenas más actuales.

Sección transversal Ñ: compuesta por seis perforaciones e involucrando tres geoformas:

Ambiente de bajío-pantano (TA-Ñ 1 y Ñ 5) (a cotas +33 a +33,5 m)

- ❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente arcillas, localmente arenas con finos en la base, de color naranja, de baja plasticidad. Espesor: 3,5 a 4 m.

Albardón s.s. (Ñ 4 y Ñ 1) (a cotas +33,8 a +34 m)

- ❖ Sedimentos detríticos finos, principalmente arcillas con limo subordinado, localmente arenas con finos subyaciendo a la capa de cohesivos, de color naranja. Espesor: 3 a 6 m.

Paleocauce (Ñ 3 y Ñ 2) (a cotas + 30 a +31 m)

- ❖ Interestratificación de arcillas y arenas con finos o solamente arenas, de color naranja y de baja plasticidad. Espesor: 5 m.

Por debajo de los sedimentos finos de las geoformas anteriores continúan sedimentos gruesos, de características similares en todas las perforaciones, cuyo techo se ubica entre cotas 24 y 31 m IGN (dependiendo del ambiente), con espesores

que alcanzan los 38 m, algunas perforaciones, sin ver base. Las características sedimentológicas de los mismos son:

❖ Arenas de color amarillo, pardo y naranja, compuestas por arenas medias entre un 30 y 90%, arenas gruesas y muy gruesas entre un 10 y 60%, dominando en todos los casos la cantidad de arenas medias. Existen niveles de arenas gravosas que generalmente corresponden a un 10%, aunque en una perforación llegan al 40%. También existen niveles de arenas con finos sobre todo en la parte superior, aunque siempre dominan las arenas medias. Localmente aparece un lente de arcillas de 1 a 4 m de espesor de color pardo. En la mayoría de las perforaciones no se ve la base de estas arenas; en una sola perforación a cota -12 m IGN están las arcillas verdes típicas de la Fm. Paraná.

Sección transversal VO: compuesta por once perforaciones e involucrando cinco geoformas:

Albardón s.s. (VO-8, VO-5, VO-3 y VO-1) (cotas entre +34 y +35 m IGN)

❖ Sedimentos finos, principalmente arcillas con limo, y de manera subordinada limos arenosos, de color naranja y pardo. Espesor: entre 4 y 2 m.

Bajío tras albardón (VO-7 y VO-6) (cotas entre +33,7 y +35 m IGN)

❖ Sedimentos finos, los cuales entre los 2 y 4 m superiores corresponden a arenas con finos de color naranja y pardo, y por debajo dominan los limos de color naranja. Espesor total: entre 3 y 6 m.

Paleocauce (VO-4) (a cota de +35 m IGN)

❖ Sedimentos detríticos finos; el metro superior corresponde a arcillas de color naranja, y subyaciendo hay 2 m de arenas con finos de color amarillo (L y Arc: 20%, AMF y AF: 25%, y el resto AM). Espesor total: 3 m.

Banco asociado a la margen (VO-2) (a cota +35,65 m IGN)

❖ Sedimentos finos, compuestos por arenas limosas los 2 m superiores, de color naranja, y por debajo siguen 2 m de limos con arenas subordinadas de color naranja. Espesor total: 4 m.

En las perforaciones ubicadas en el cauce del río Paraná (VO-9, VO-10 y VO-12, a cotas 30 a 32 m IGN) y por debajo de los sedimentos finos de las cuatro geoformas anteriores, se hallan los sedimentos gruesos de características similares en todas las

perforaciones, cuyo techo se ubica entre cotas 29 y 32 m IGN (dependiendo del ambiente), con espesores que alcanzan los 48 m. Las características sedimentológicas de los mismos son:

❖ Arenas de color naranja, pardo y amarillo, dominando las arenas medias entre un 50 y 90%, mientras que las arenas gruesas y muy gruesas se encuentran mayormente en un 30%. Existen generalmente dos niveles de arenas gravosas, uno de los cuales se encuentra cerca de la base. De manera subordinada, algunas perforaciones presentan lentes de arcillas y limos de 1 o 2 m de espesor. Se reconocen a cotas entre +17 y +23 m IGN cambios bruscos en el número de golpes (SPT), donde pasan de menos de 30 a 50, y justamente se encuentran entre -7 y -12 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano (Puerto Goya), que coincidiría con la base de las arenas actuales.

Por debajo de las arenas aparecen arenas de color verde claro, a veces con limos subordinados, que posiblemente podrían corresponder a la facie arenosa de los sedimentos marinos de la Fm. Paraná. Subyaciendo, están los sedimentos finos marinos de la Fm. Paraná (sin ver base).

5.3.2.3.a. Síntesis y aspectos emergentes del análisis del registro de perforaciones antecedentes

La granulometría predominante tanto en el lecho como en el grueso del cuerpo de las islas de cauce y adosadas a la planicie es la de arenas medias a finas, con arenas gruesas (y hasta guijas finas) en proporciones muy subordinadas. Los espesores de estos depósitos de arenas actuales, tomando como base el cambio brusco en el número de golpes del SPT, que justamente se corresponden con las profundidades más frecuentes que erosiona el thalweg, varían, de acuerdo al ambiente, entre 3 y 15 m, siendo más frecuentes los espesores de 10 m.

Superpuestos a esos tamaños, se encuentran en la isla sedimentos finos y arenas finas y muy finas que formaban parte de la carga en suspensión, cuyos espesores varían, de acuerdo al ambiente, entre 1 y 12 m, siendo los más frecuentes entre 2 y 4 m. Limos y arenas muy finas limosas predominan en estos cuerpos. Sin embargo, cabe resaltar los importantes espesores de limos y arcillas presentes en la laguna de la isla Chapetón, de hasta 9 m, y en menor medida en los albardones de intracauce de la zona de Lavalle (transecta N), donde se registraron hasta 5 m.

5.3.3. Estudio detallado de la geomorfología y sedimentología de las islas, a partir de casos puntuales

En este ítem se describen las características de evolución espacio-temporal, geomorfología y sedimentología de dos islas pertenecientes a las zonas Bella Vista e isla Lynch (*cap. 2, fig. 2.1*). Las otras islas recorridas en el campo se muestran en el anexo D, a excepción de las pertenecientes a las zonas Curtiembre y Chapetón, que se exponen en el capítulo 6.

5.3.3.1. Zona Islas Lynch

La isla Lynch se ubica aguas abajo de la ciudad de Paraná, a los $31^{\circ}46'51''\text{S}$ - $60^{\circ}37'23''\text{O}$ (*fig. 5.27*), en un sector del río que se caracteriza por tener varios brazos que rodean a grandes islas, las cuales ocupan un 60% del área total del tramo donde se encuentran. Por su parte, la isla de estudio tiene un área en planta de 34 km^2 , con una antigüedad estimada de más de 150 años.

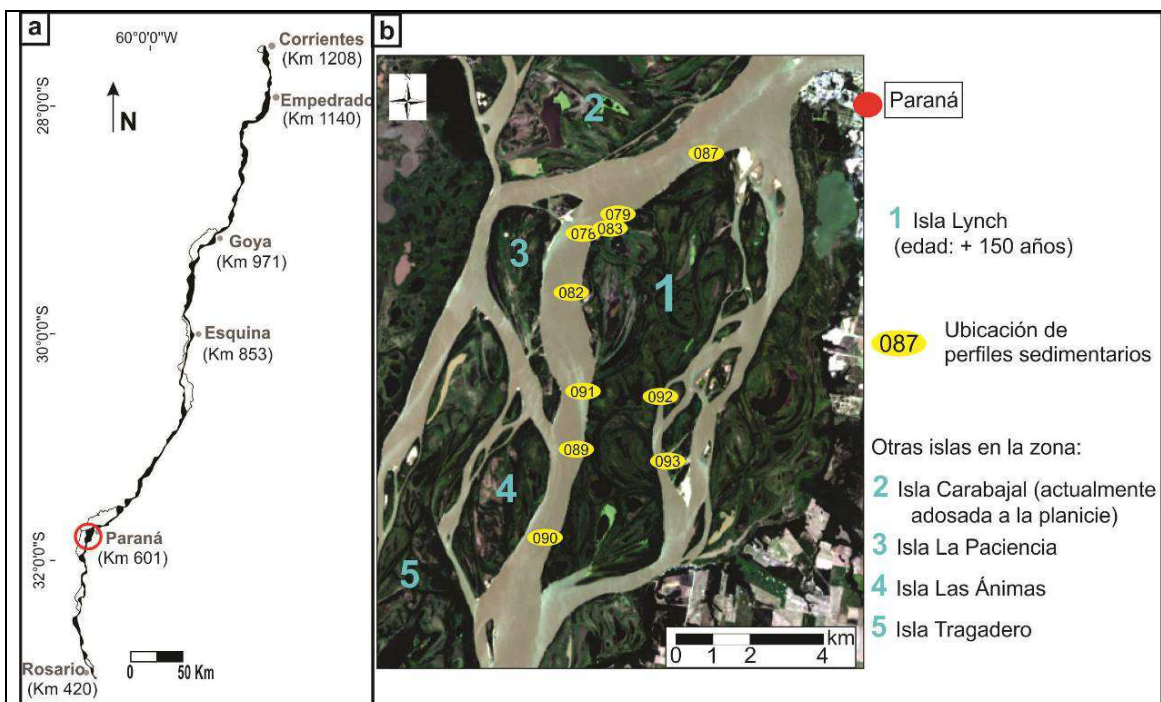


Figura 5.27a. Ubicación de la isla Lynch en el río Paraná Medio; **b.** Nombre de las distintas islas en torno a la isla Lynch y ubicación de los perfiles sedimentarios relevados en el campo

5.3.3.1.a. Evolución morfológica histórica

La figura 5.28 muestra los cambios morfológicos que experimentó la zona de estudio donde se encuentra la isla Lynch. Las mayores modificaciones que presenta son las siguientes:

1.- En la segunda mitad del siglo XX se produjo la adhesión de la isla Carabajal a la planicie aluvial y el cierre de un brazo del río Paraná.

2.- División de la isla Lynch en dos etapas: la primera en la década del 50 por jerarquización del riacho Barroso, el cual estaba contenido dentro de la isla, con una posterior captura y rectificación del thalweg por dicho canal, formándose la isla La Paciencia. La segunda división fue en la década del 90 a partir de una nueva captura y rectificación del thalweg a través del riacho Las Ánimas, originándose la isla Las Ánimas.

3.- La antigua traza del thalweg se fue rellenando mediante bancos que rápidamente se vegetaron, aumentando el área de las islas La Paciencia y Las Ánimas.

4.- Formación de varias islas pequeñas en el brazo que rodea por el lado este a la isla Lynch, con adhesión de algunas de ellas a la misma en estos últimos diez años.

Los principales cambios morfológicos que afectaron la configuración en planta de la zona, como ser el cambio de la traza de navegación y la reducción del área de la isla Lynch, pero al mismo tiempo la formación de nuevas islas, sucedieron en los últimos 70 años.

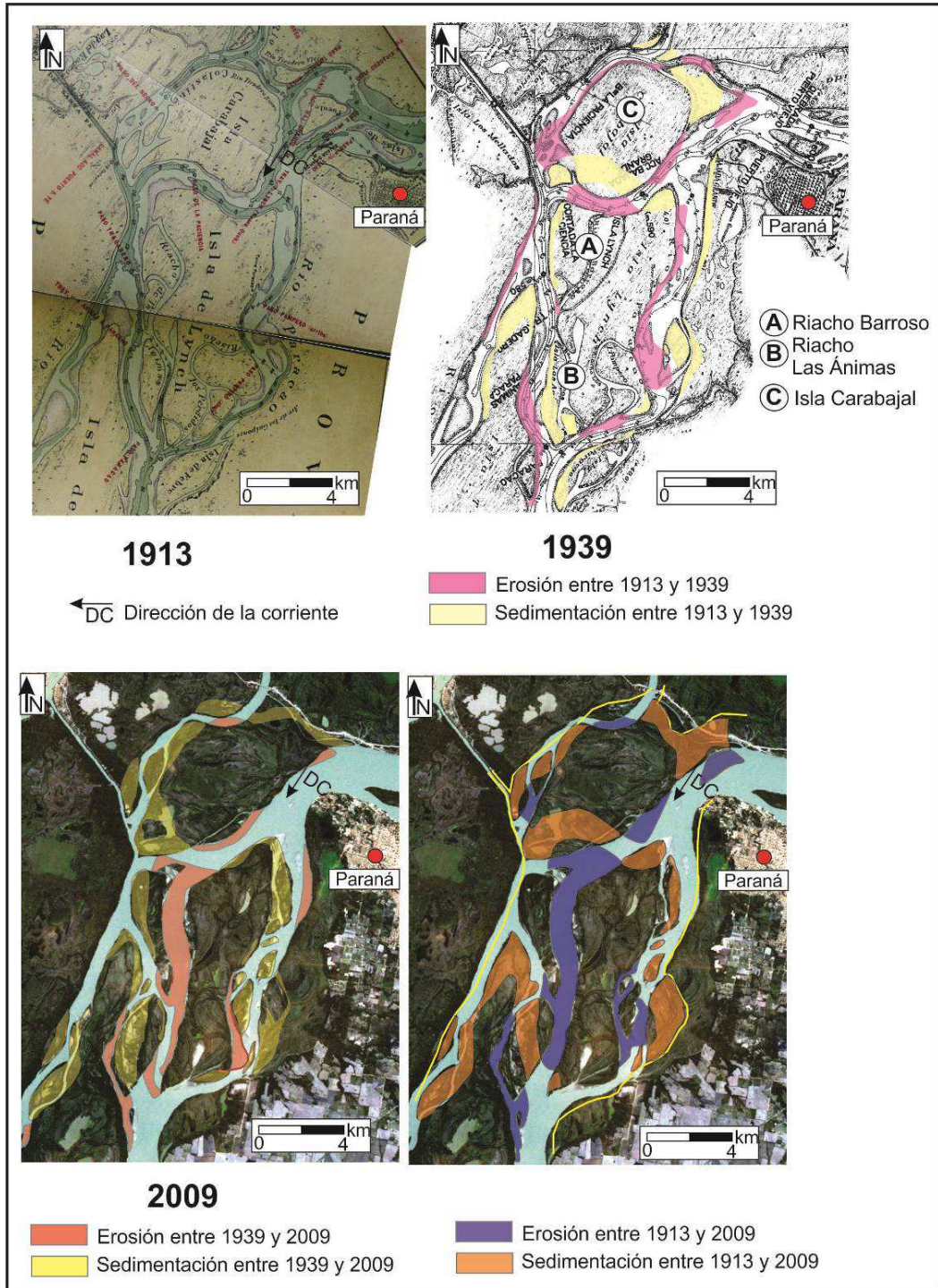


Figura 5.28. Evolución de islas y márgenes del cauce del tramo en estudio entre 1913 y 2009.

Si bien la figura 5.28 muestra los cambios morfológicos que existieron en dicha zona en los últimos 100 años, no se puede construir a partir de cartas de navegación antiguas el origen ni la evolución de la isla Lynch, ya que tiene más de 150 años. Sin embargo, como veremos a continuación, el estudio geomorfológico permitió determinar que esta isla está compuesta por un mosaico de islas de diferentes edades y

porciones de planicie aluvial que se fueron adosando hasta llegar a la configuración actual.

5.3.3.1.b. Geomorfología y sedimentología

La isla Lynch pertenece a una isla compleja, donde sus márgenes son tanto concordantes como erosivas con respecto a las trazas de las geoformas que la integran. En ella se identificaron un total de 18 elementos geomorfológicos (*fig. 5.29*): albardones s.s., albardones y derrames menores, derrames, surcos erosivos, paleocauces, cauce, lagunas con y sin sedimentos en suspensión, bajíos–pantanos, espiras de meandros, interespiras, albardones de intracauce, bancos de relleno de cauce, modelado por inundación por cauces, bancos de acreción lateral, aguas arriba y aguas abajo. El área porcentual de cada uno de ellos se indica en la tabla 5.10.

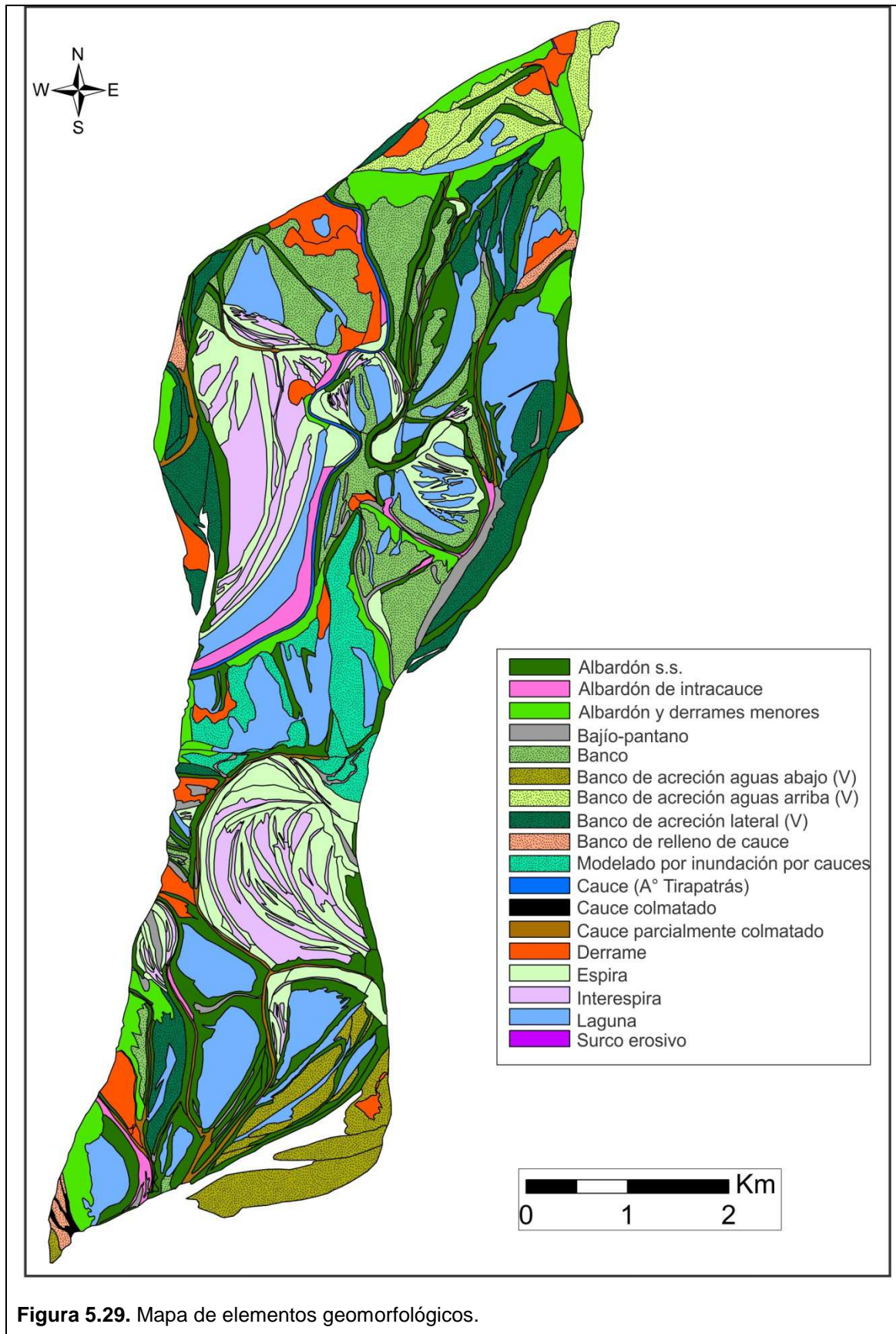


Figura 5.29. Mapa de elementos geomorfológicos.

Elemento geomorfológicos	Área (km²)	Porcentaje de área respecto del total
Lagunas	5,27	17,0
Albardón s.s.	4,77	15,4
Espiras	3,97	12,8
Bancos	2,93	9,5
Interespiras	2,27	7,3
Bancos de acreción lateral	2,27	7,3
Albardón y derrames menores	2,06	6,7
Derrames	1,47	4,8
Bancos de acreción aguas abajo	1,38	4,5
Modelado por inundación por cauces	1,30	4,2
Bancos de acreción aguas arriba	0,92	3,0
Bajíos-pantanos	0,83	2,7
Cauces parcialmente colmatados	0,55	1,8
Albardones de intracauce	0,54	1,7
Bancos de relleno de cauce	0,19	0,6
Cauce activo	0,18	0,6
Cauces colmatados	0,03	0,1
Surcos erosivos	0,003	0,01

Tabla 5.10. Elementos geomorfológicos de la isla Lynch, área y su porcentaje respecto del total.

Las geoformas con mayor ocupación de área en la isla Lynch son las *lagunas*. Los orígenes de estas son muy diversos, pero principalmente se generaron a partir del cegamiento parcial de un antiguo brazo del río Paraná; otras, al adherirse bancos e islas; y un último grupo, por crecimiento de albardones, similares a las descritas por Drago (1973, pág. 36).

Otras de las geoformas que ocupan grandes áreas de la isla son los albardones, los cuales se diferenciaron en: a) albardones s.s.; y b) albardones y derrames menores, ya diferenciados anteriormente.

Los *albardones* s.s. se desarrollaron principalmente en la margen este de la isla Lynch, que se caracteriza por tener muy poca erosión, sobre todo en los últimos 60 años, en comparación con la margen oeste (*fig. 5.28*). A su vez, el brazo del río que la limita por la margen este ha desarrollado desde la década del 80 una gran cantidad de bancos que evolucionaron en pequeñas islas simples, algunas de las cuales se están

adosando a la isla Lynch mediante cegamiento de pequeños riachos. Otros sitios de la isla donde se formaron albardones s.s. son en las márgenes del único cauce activo que la atraviesa (arroyo Tirapatrás), en antiguas márgenes y en pequeños paleocauces que la recorrían internamente. Esto último ayuda a identificar las posibles uniones entre diferentes islas o porciones de ellas que terminaron configurando a la actual.

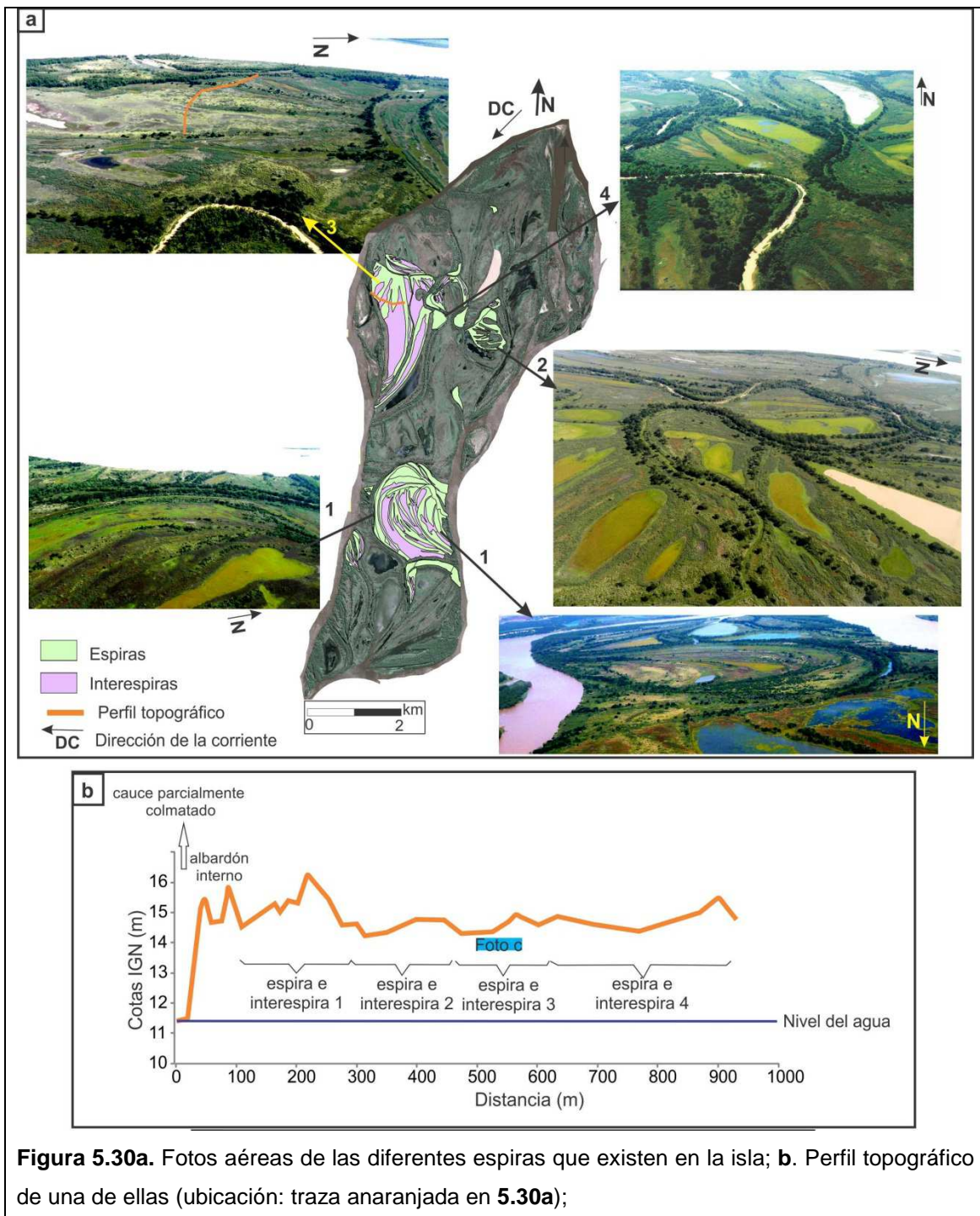
Por su parte, los *albardones y derrames menores* se encuentran mayoritariamente sobre la margen oeste de la isla, que ha tenido una tasa de erosión, en ciertos lugares, de hasta 20 m por año, desde 1977 hasta la actualidad. El brazo del río que limita dicha margen contiene el thalweg principal, que bordea toda esa orilla de la isla desde la década del 80. Asimismo, los albardones y derrames menores se identificaron en la porción de aguas arriba de la isla y en antiguas posiciones de dicha margen en el interior de la isla, lo que indica el crecimiento apical por adhesión de bancos.

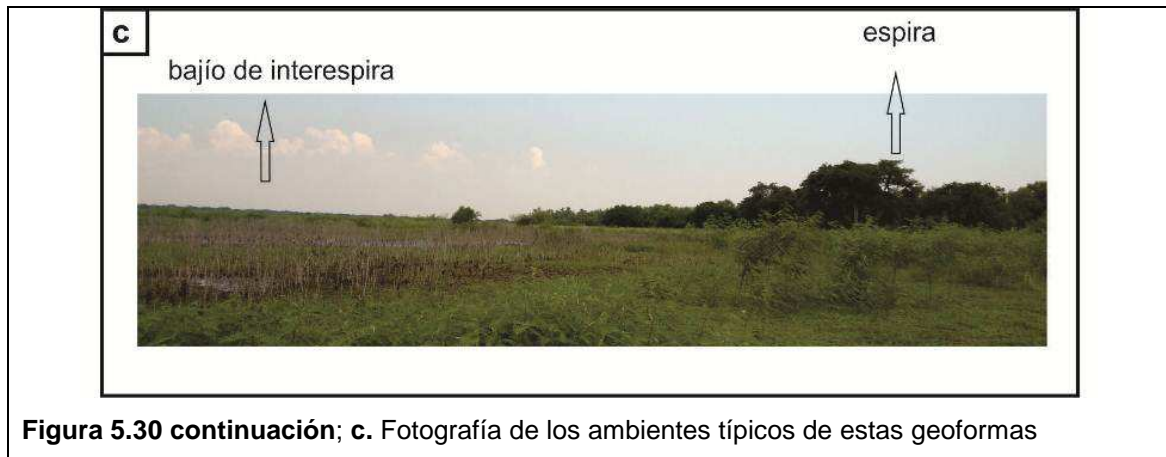
También se reconocieron partes de bancos involucrados en el crecimiento general de la isla, cuya morfología inicial (morfogénesis) todavía se conserva, aunque se encuentren vegetados y formando parte de la isla Lynch. Varios de ellos pudieron ser diferenciados, de acuerdo a su forma y ubicación en la isla, en bancos de acreción aguas arriba, abajo y lateral.

Por otra parte, de la tabla 5.10 y del mapa geomorfológico se desprende que las espiras e interespiras tienen una alta representatividad en lo que respecta al área. Poseen diversos tamaños, con longitud de onda y amplitud que van desde unos metros a kilómetros, algunas de las cuales son muy difusas y están sobreimpuestas por otras espiras, lo que denota la complejidad geomorfológica de la isla y su antigüedad. Las más conspicuas son las que se ubican en el centro de la isla (*fig. 5.30, pto. 1*), ilustrando una gran migración continua de una onda de un meandro, cuya dimensión es similar a los meandros de los cauces secundarios del río que escinden una porción de la planicie aluvial, como el río Colastiné. Por otro lado, las de menores dimensiones se corresponden a pequeños meandros desarrollados por el cauce activo (Tirapatrás) (*fig. 5.30, pto.4*) y vinculados a los paleocauces que se hallan dentro de la isla (*fig. 5.30, pto. 2*).

A su vez, también hay otras espiras e interespiras que podrían relacionarse con la migración continua de curvas de brazos de longitudes cortas del río Paraná. Las geoformas señaladas con el número 3 en la figura 5.30, por ejemplo, son muy similares en tamaño y morfología a los bancos de acreción lateral (tipo *point bar*) formados a partir de la migración de la onda del thalweg, e.g. isla Carlota (*fig. 5.12 y*

5.13). Un perfil topográfico en dirección Este–Oeste muestra la sucesión de espiras y el ambiente de interespiras donde se generaron lagunas y pantanos (fig. 5.30b y 5.30c).





Por otro lado, la geoforma denominada *modelado por inundación por cauces* ubicada en el centro de la isla Lynch (*fig. 5.31a*) corresponde a bancos que rellenaron parcialmente un antiguo brazo del río Paraná, y posteriormente fueron retrabajados por el agua superficial y por pequeños cauces que habían quedado activos dentro del antiguo brazo. Estos cauces no sólo modificaron la morfología de los bancos, sino también promovieron el desarrollo de albardones y derrames. Los desniveles generales van desde los 20 hasta los 50 cm, correspondiendo los más abruptos (hasta 1 m) a los albardones internos y los bajíos circundantes (*fig. 5.31b*).

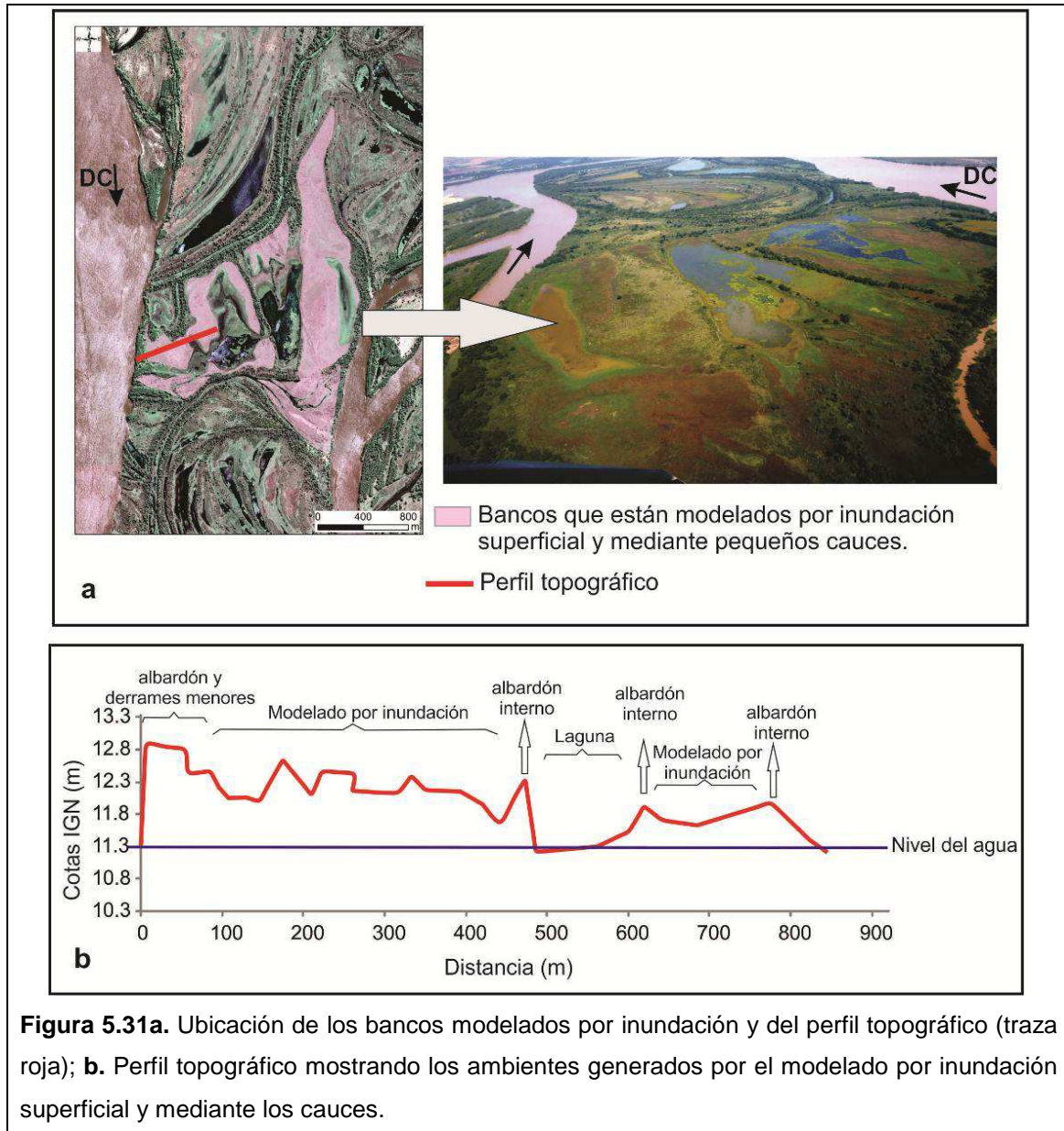


Figura 5.31a. Ubicación de los bancos modelados por inundación y del perfil topográfico (traza roja); **b.** Perfil topográfico mostrando los ambientes generados por el modelado por inundación superficial y mediante los cauces.

A su vez, si bien los pequeños derrames coalescentes que terminan configurando morfológicamente un albardón son unas de las geoformas que prevalecen en esta isla, también se identificaron morfologías discretas y típicas de *derrames*, algunos incluso con surcos erosivos. Estos elementos geomorfológicos se desarrollaron tanto vinculados a las márgenes de la isla como en el interior de ella, relacionados a paleocauces (*fig. 5.29*).

Por otra parte, también se identificaron en esta isla albardones de intracauce, responsables del cegamiento de varios de los paleocauces y del estrechamiento que actualmente está teniendo el único cauce activo de la isla (arroyo Tirapatrás). Estas geoformas fueron descriptas en el río Paraná por Ramonell *et al.* (2011), ya referidas anteriormente. Respecto de la génesis de las mismas, han sugerido el rol de atrape directo y por pérdida de velocidad que ejerce la vegetación hidrófita arraigada dentro

de los cursos del sistema sobre los diversos tamaños de sedimentos transportados en suspensión. Justamente, en el arroyo Tirapatrás, Marchetti *et al.* (2013), a partir de mediciones realizadas en el campo, estimaron un valor de retención media de sedimentos en suspensión en los ensamblajes de vegetación asociadas a las márgenes de este arroyo de 60 toneladas en 17 meses. Ciertamente, este último estudio, asociado a la identificación de albardones de intracauce, tanto en el arroyo Tirapatrás (*fig. 5.32*) como en los otros paleocauces que configuran la isla, apoyaría la propuesta de génesis de Ramonell *et al.* (2011).

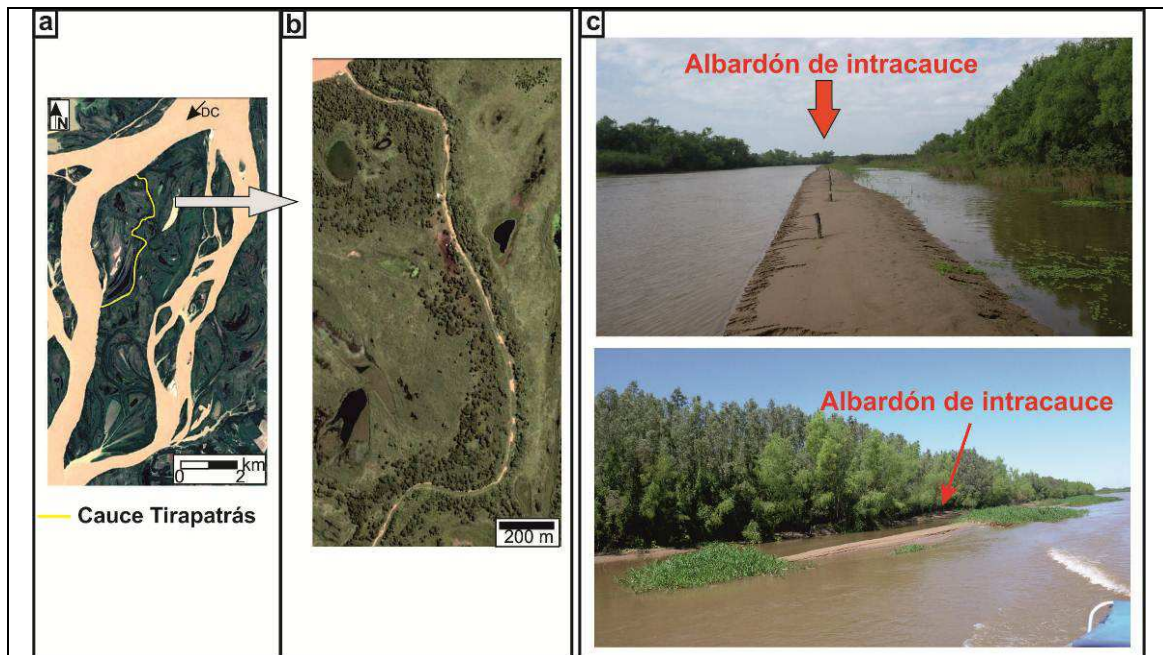


Figura 5.32a. Ubicación del arroyo Tirapatrás (traza amarilla); **b.** Imagen aérea mostrando cegamiento del cauce; **c.** Fotografías de los albardones de intracauce dentro del arroyo

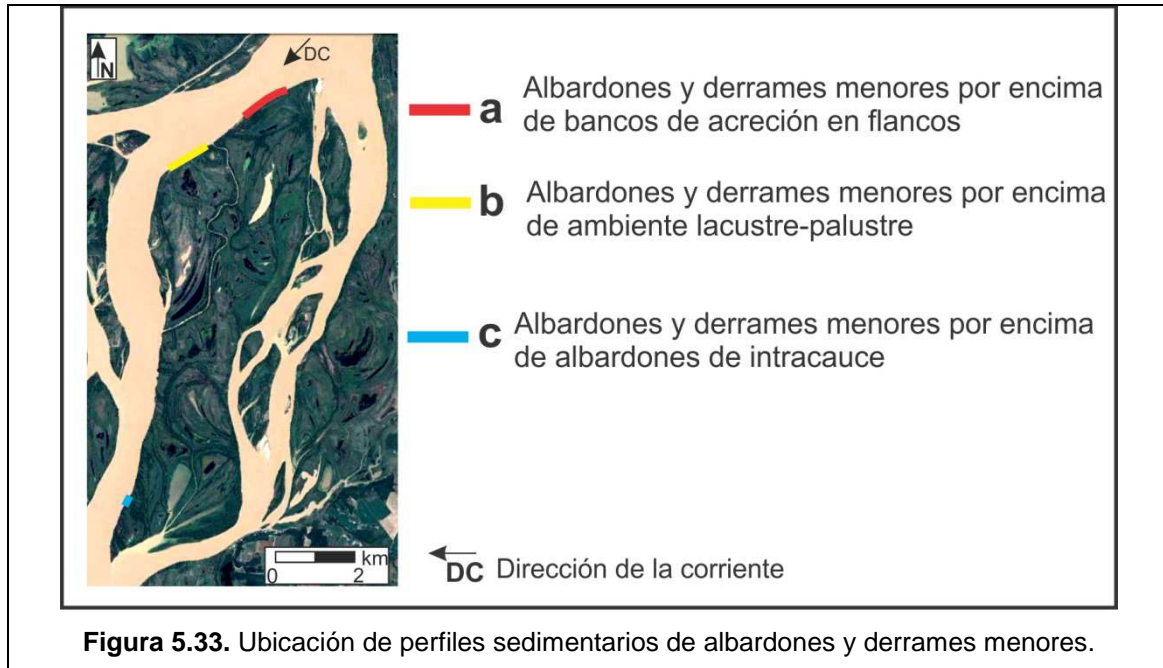
El arroyo Tirapatrás es un cauce de patrón recto pero con algunas curvas de meandros, su ancho medio actual es de 20 m (dos tercios menos que hace 40 años), su longitud es de 6,6 km y el material de fondo es limoso (Marchetti *et al.*: 2013).

Por otra parte, los perfiles sedimentarios que integran los elementos geomorfológicos fueron detallados a partir de los afloramientos en las márgenes de la isla, a saber:

❖ Albardón y derrames menores, formados por encima de bancos, lagunas, pantanos y albardones de intracauce.

Los albardones y derrames menores fueron descriptos sedimentológicamente en cuatro sectores de la barranca de la isla, ubicados en su margen oeste (*fig. 5.33*). Si bien en general la asociación de facies de esta geoforma es similar en las cuatro zonas, cada una tiene ciertas particularidades dadas por su ubicación con respecto a

la dirección del flujo y diferencias en las tasas de erosión que ha experimentado la margen en cada sitio. Esto último se ve reflejado en el arreglo, la cantidad y el espesor de las facies presentes. Por otra parte, en los diferentes sectores esta geoforma se ha desarrollado por encima de otras, como ser bancos, lagunas, pantanos y albardones de intracauce; por lo tanto, éstos también serán caracterizados, ya que corresponden a las geoformas que están en el interior de la isla.



El primer sector se encuentra en la porción apical de la isla, sobreyaciendo a un banco de acreción aguas arriba (*fig. 5.33 a*) que emergió en la década del 50. La barranca de dicha zona, actualmente erosiva, tiene una altura de entre 4 y 5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná) y se caracteriza por tener un relieve levemente ondulado. El techo del banco está a 53 cm por encima del nivel del agua (HhpP: 2,43 m).

Por encima del banco se reconocieron tres secuencias deposicionales (*fig. 5.34*). La inferior, que se halla suprayaciendo al banco, tiene un espesor de 118 cm y está integrada por un coset formado por sets de limos con arcillas subordinadas y sets de arenas muy finas limosas. Los sets de limos con arcillas subordinadas tienen un espesor medio de 20 cm, de color rojizo, tinte que le da la gran cantidad de ocre que exhibe esta capa; también presenta materia orgánica, en algunos niveles con muy poca descomposición, donde se puede reconocer ramas. Esta capa está organizada internamente en láminas paralelas (de baja energía), depositadas durante la rama descendente de una crecida. Por su parte, las capas de arenas muy finas limosas, de espesor medio de 10 cm, son de color castaño claro, presentan laminación entrecruzada y corresponden al pico de la crecida. Ambas capas representan un

evento de una inundación, y se corresponden con la construcción del albardón (fig. 5.34b).

La otra secuencia que se depositó por encima del coset es una capa de geometría lenticular, de superficie basal neta y techo convexo hacia arriba, de 55 cm en su parte más espesa, acuñándose un 50% a 5 m hacia aguas arriba. Internamente está compuesta por arenas finas con arenas muy finas y limos subordinados, de color castaño claro, con estructura interna formada por láminas entrecruzadas. Representa un depósito de derrame, el cual está coronado por 4 cm de materia orgánica de color negro (fig. 5.34b y 5.34c).

Por último, se depositó una capa de arenas finas a muy finas con limos subordinados, que representa la última secuencia de una inundación (fig. 5.34c).

La barranca con este arreglo sedimentario se extiende por unos 1200 m, donde se distingue una continuidad en el espesor del coset, mientras que los derrames suprayacentes de geometría lenticular son discontinuos lateralmente, generando un relieve ondulado (fig. 5.34b y 5.34c).

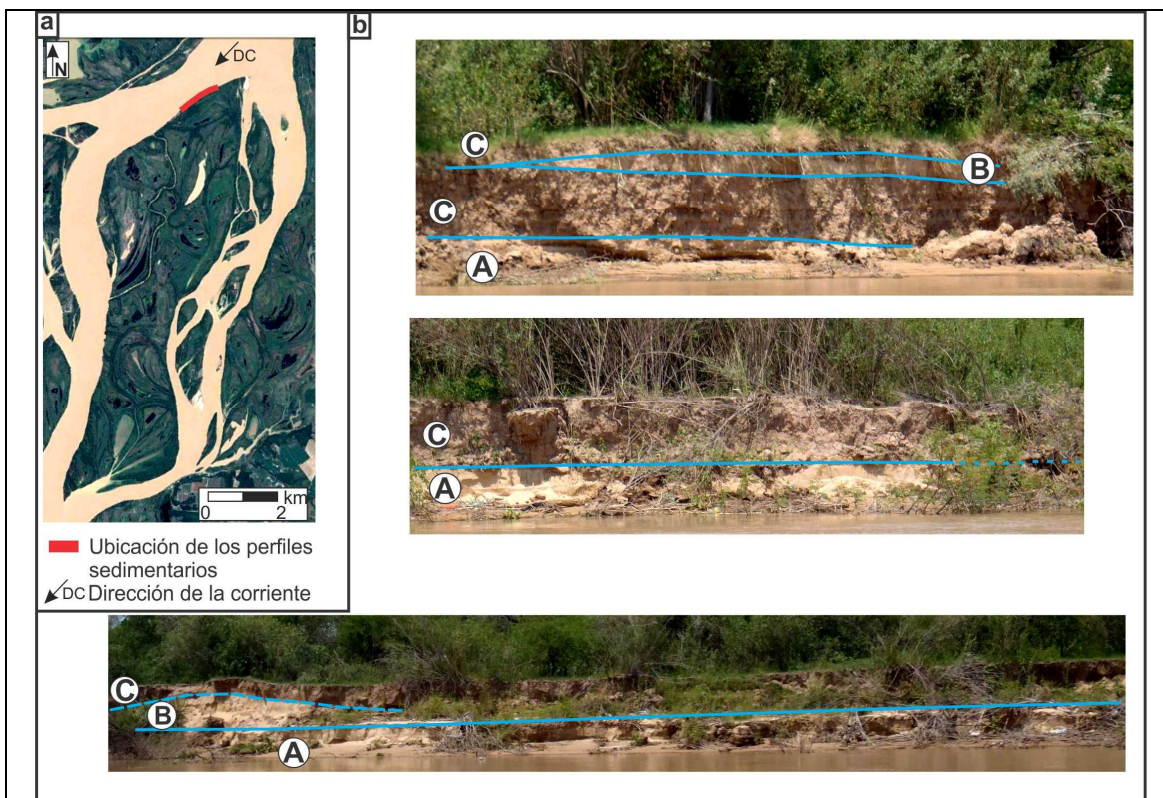


Figura 5.34a. Ubicación de los perfiles sedimentarios; **b.** Fotografías de la margen señalando la disposición de las distintas secuencias deposicionales;

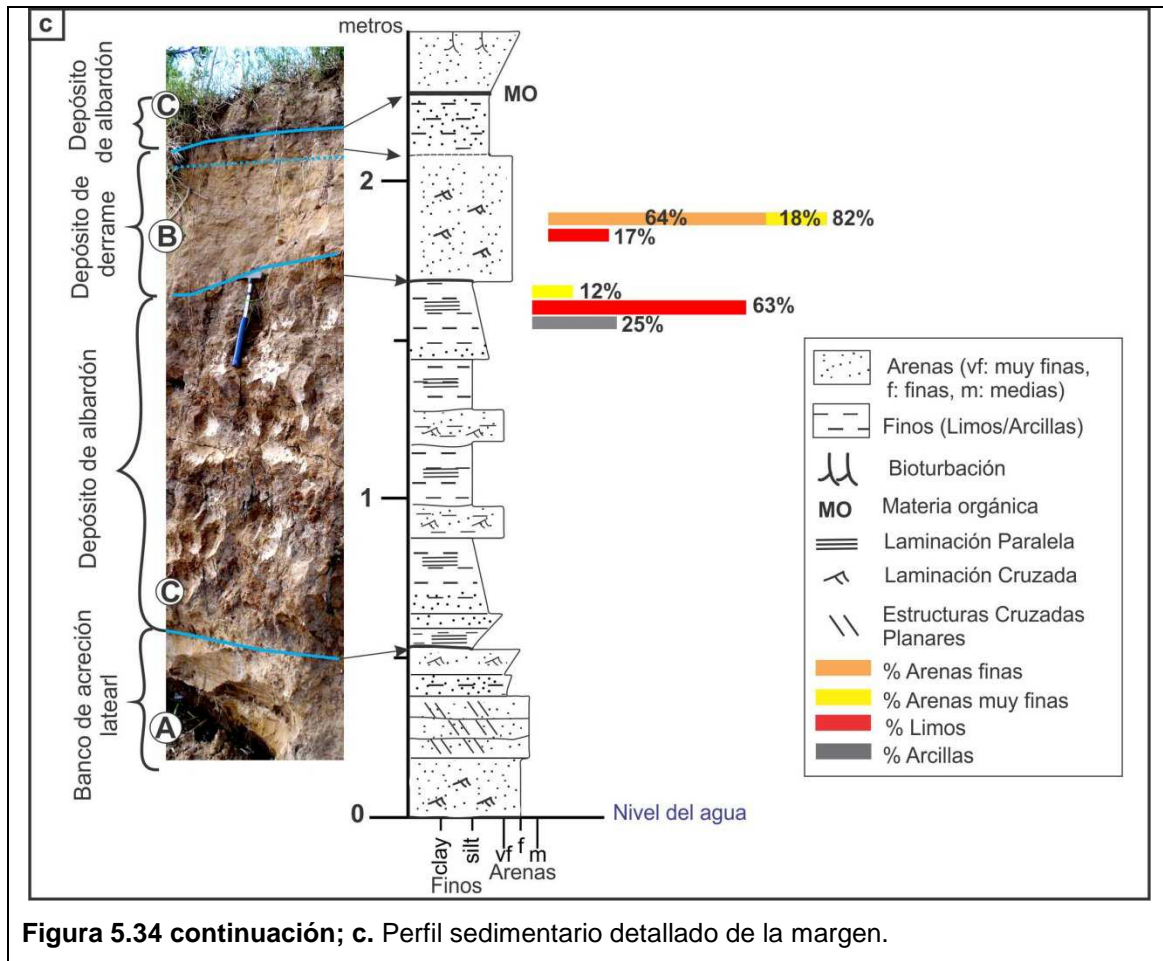


Figura 5.34 continuación; c. Perfil sedimentario detallado de la margen.

El segundo sitio de descripción se indica en la figura 5.33 como **b**, está también ubicado sobre un sector erosivo de la barranca y se caracteriza por tener una sucesión de muescas semicirculares, generadas por distintos deslizamientos, que le dan a la margen una morfología festoneada. Tiene una altura que se encuentra entre los 4 y los 5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná), presentando en algunos lugares un escalón donde la capa inferior, que tiene un menor grado de erodabilidad, sobresale entre 3 y 5 m a modo de plataforma. Esta porción inferior de la barranca, que está en contacto con el nivel del agua, está formada por sedimentos arcillosos y limosos depositados en un ambiente lacustre–palustre, y si bien se lo puede seguir a lo largo de la barranca por casi 950 m, no pertenecería a la misma laguna, tal como se observa en el mapa geomorfológico (*fig. 5.29*). Por encima de esta secuencia, se advierten a lo largo de la barranca diferentes arreglos sedimentarios, pero todos corresponden a pequeños derrames interdigitados y cosets que integran distintos eventos de inundación que son depósitos más típicos de un albardón (*fig. 5.35*).

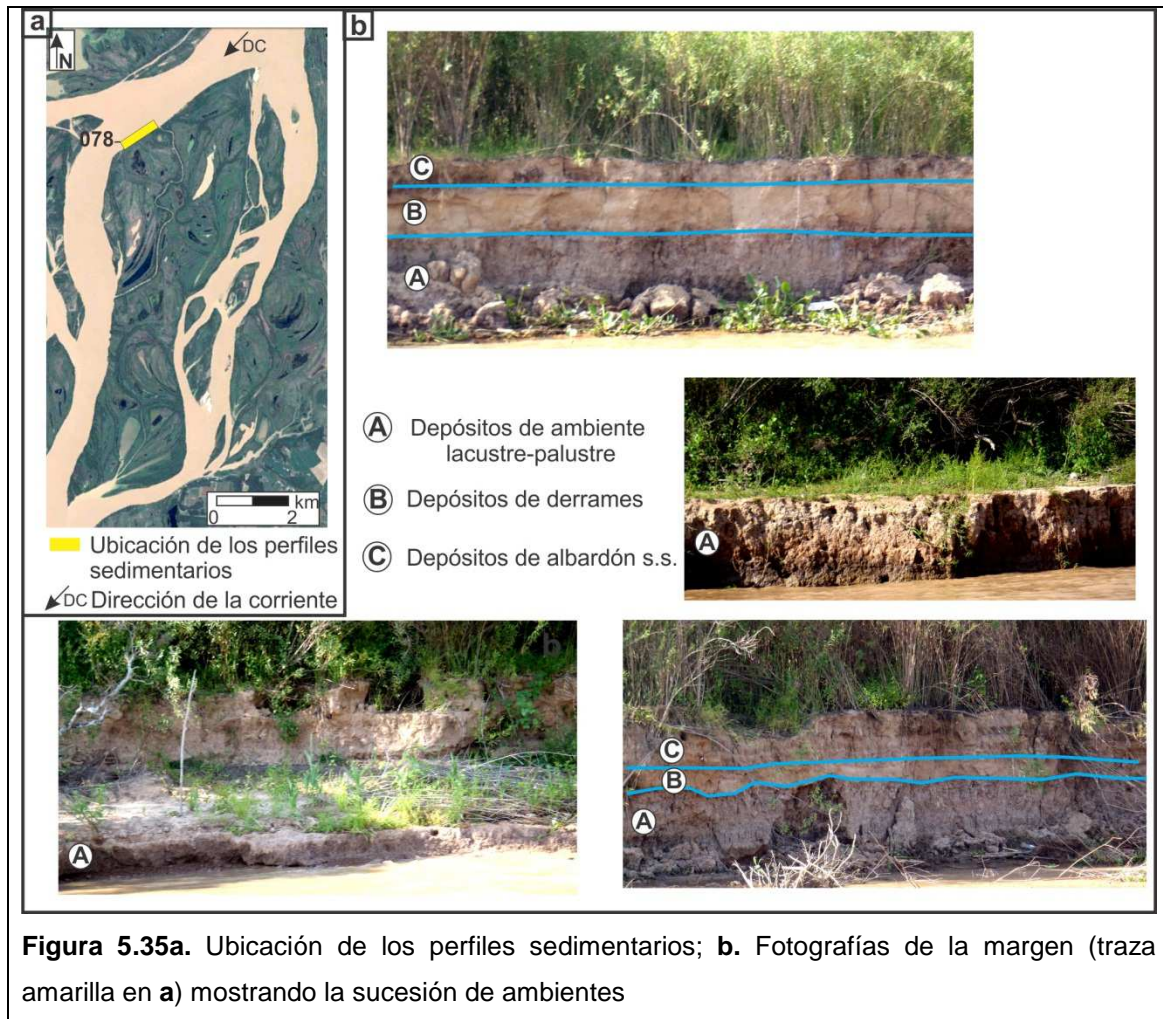


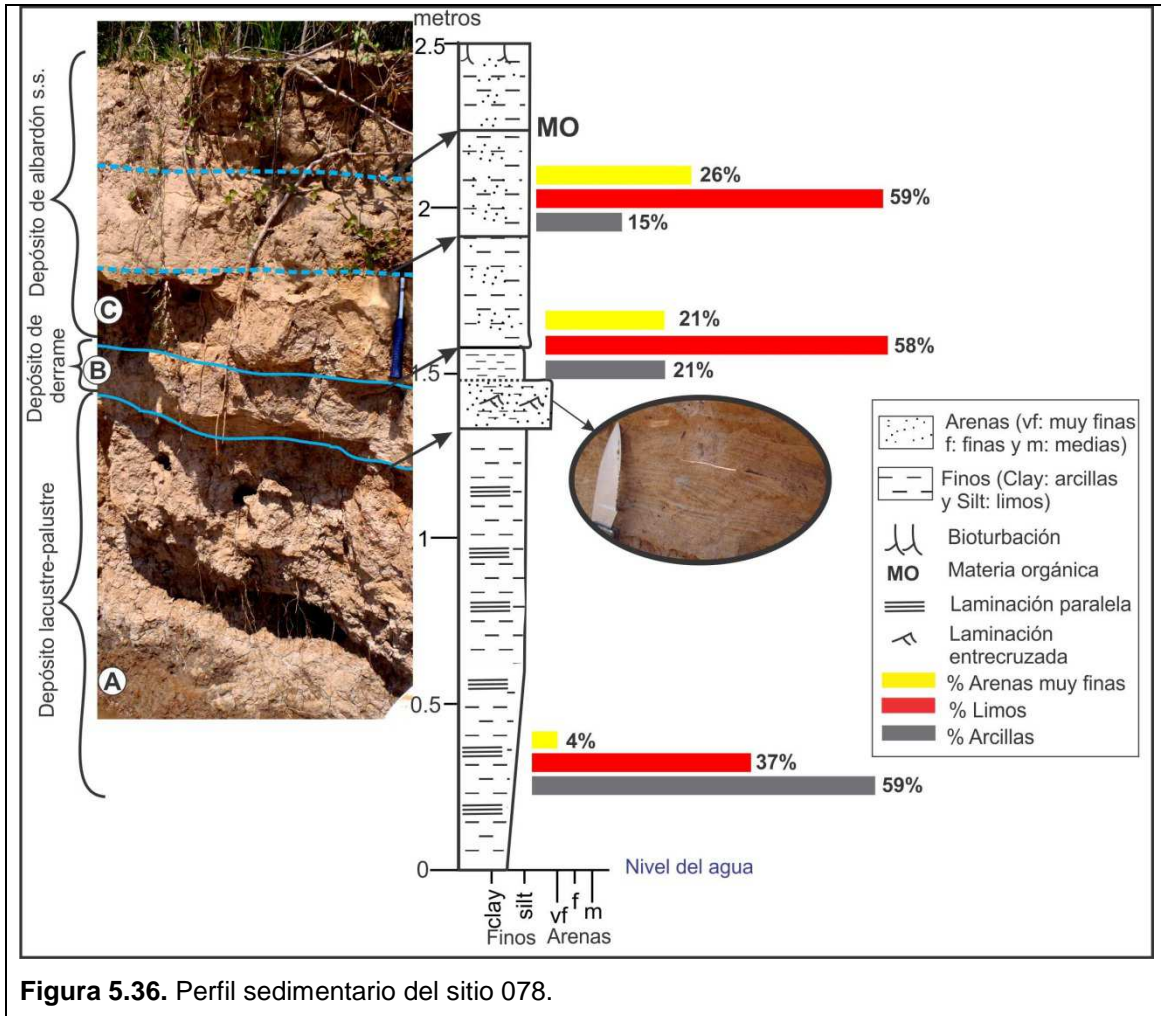
Figura 5.35a. Ubicación de los perfiles sedimentarios; **b.** Fotografías de la margen (traza amarilla en **a**) mostrando la sucesión de ambientes

El perfil sedimentológico detallado de este sector de la barranca se caracteriza por:

Sitio 078 (*fig. 5.35a*):

Se eleva del nivel del agua 2,5 m, con una altura de alrededor de 5 m con respecto al cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná), y está conformado por cuatro secuencias deposicionales (*fig. 5.36*), donde su base corresponde a un ambiente lacustre conformado por arcillas (59%), limos (37%) y arenas muy finas subordinadas (4%), de color gris con motas rojizas por los ocre férricos y organizado internamente en una laminación paralela de baja energía, muy poco visible. Hacia arriba, este ambiente lagunar se vuelve más palustre y dominan los limos sobre las arcillas; el color es castaño grisáceo con motas rojizas por los ocre. Suprayace una capa de geometría lenticular de arenas finas de color castaño claro, donde los primeros centímetros es masiva y después presenta una laminación entrecruzada tipo B a ondulosa, coronada por una capa de 10 cm de limo con arcillas y arenas muy finas subordinadas, de consistencia dura. El depósito anterior se corresponde a un pequeño derrame formado en el pico de una crecida coronado por material fino depositado en la rama descendente de la misma. Por último, se depositaron tres capas de

aproximadamente 30 cm de espesor cada una, de consistencia friable, constituidas por limos (59%) con arenas muy finas (26%) y arcillas (15%) subordinadas. Cada una de ellas pertenece a un evento de crecida y están limitadas en su techo por una capa milimétrica de materia orgánica. El color de todas las capas es castaño rojizo, y la estructura interna es masiva en apariencia, correspondiendo a un depósito de albardón s.s.



El último sector de la margen derecha de la isla donde se describió la sedimentología de albardones y derrames menores se ubica en el segmento **c**, señalado en la imagen 5.33. La evolución de esta zona desde 1913 a la actualidad se muestra en la figura 5.28, donde se advierte que hasta 1939 existía una pequeña isla que se hallaba separada de la isla Lynch por un pequeño cauce. En la foto aérea de 1954 (*fig. 5.37a*) se observa que la embocadura del riacho se había cerrado por sedimentación, mientras que el interior del cauce se estaba cegando mediante albardones de intracauce. Entre 1954 y la actualidad, esa porción de la barranca retrocedió 650 m, lo que generó la erosión total de los sedimentos en la embocadura del riacho, quedando nuevamente abierto el canal (año 1986, *fig. 5.37a*). Éste continuó

disminuyendo su ancho hasta cegarse completamente a través de los albardones de intracauce (como se observa en la imagen del año 2009, figura 5.37a), los cuales fueron cubiertos en la zona de embocadura con varios derrames. Actualmente, la barranca tiene una altura media que supera los 5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano y se caracteriza por tener una morfología festoneada.

En el punto de descripción sedimentológica (*fig. 5.37b*), la barranca se eleva del nivel del agua 2,86 m (HhpP: 2,48 m), y está conformada por dos secuencias deposicionales: la inferior se eleva desde el agua 140 cm y está integrada por limos (80%) con arcillas subordinadas (20%), de color castaño rojizo, con gran cantidad de ocre, organizados internamente en láminas horizontales de baja energía; este depósito correspondería a los albardones de intracauce formados en el interior del riacho y responsables de la disminución y cegamiento del mismo. La otra secuencia que sobreyace a la anterior, con un espesor medio de 246 cm, corresponde a varias capas de derrames interestratificadas con depósitos de albardón. En general conforman una secuencia granocreciente, consecuencia del retroceso de la margen. De esta manera, como se observa en el perfil de la figura 5.37b, esta secuencia de derrames pequeños y depósitos de albardón está integrada por seis capas, la más antigua de las cuales tiene 12 cm de espesor medio, es de geometría lenticular, y está compuesta por limos con arcillas y arenas muy finas subordinadas, de color castaño amarillento, organizados en laminación paralela que se observa muy levemente a escala de afloramiento, la cual correspondería a un pequeño derrame (*fig. 5.37 B₁*). Por encima, se depositó una capa de 16 cm de espesor de geometría tabular, formada por limos de color castaño rojizo, que correspondería a un depósito más típico de albardón (*fig. 5.37 C₁*). Sobreyacen 29 cm de limos con arcillas y arenas muy finas subordinadas; estas últimas aumentan su contenido hacia la base, son de color castaño blanquecino, de consistencia dura, y cuya estructura interna no se pudo observar; también podrían pertenecer, por la geometría tabular y su arreglo sedimentario, a un depósito de albardón (*fig. 5.37 C₂*). Hacia arriba, pasa a una capa de geometría lenticular de 17 cm de espesor, de limos y arcillas de color grisáceo con ocre que le dan un tinte rojizo, y consistencia muy blanda (*fig. 5.37 B₂*). Por encima, se depositaron 50 cm de arenas muy finas con limo, de los cuales los 20 cm superiores dominan las arenas con una estructura interna de laminación entrecruzada a mixta tipo flaser. En los 30 cm inferiores siguen las arenas muy finas, pero el contenido de limo aumenta y la estructura es una laminación plana paralela horizontal. El color general es castaño claro amarillento, y la capa se acuña hacia aguas abajo

(fig. 5.37 **B₃**). Finalmente, coronando esta última capa, existen 22 cm de arenas finas, sucias, con gran cantidad de materia orgánica, de color castaño-negro, que representan el depósito dejado por la última crecida.

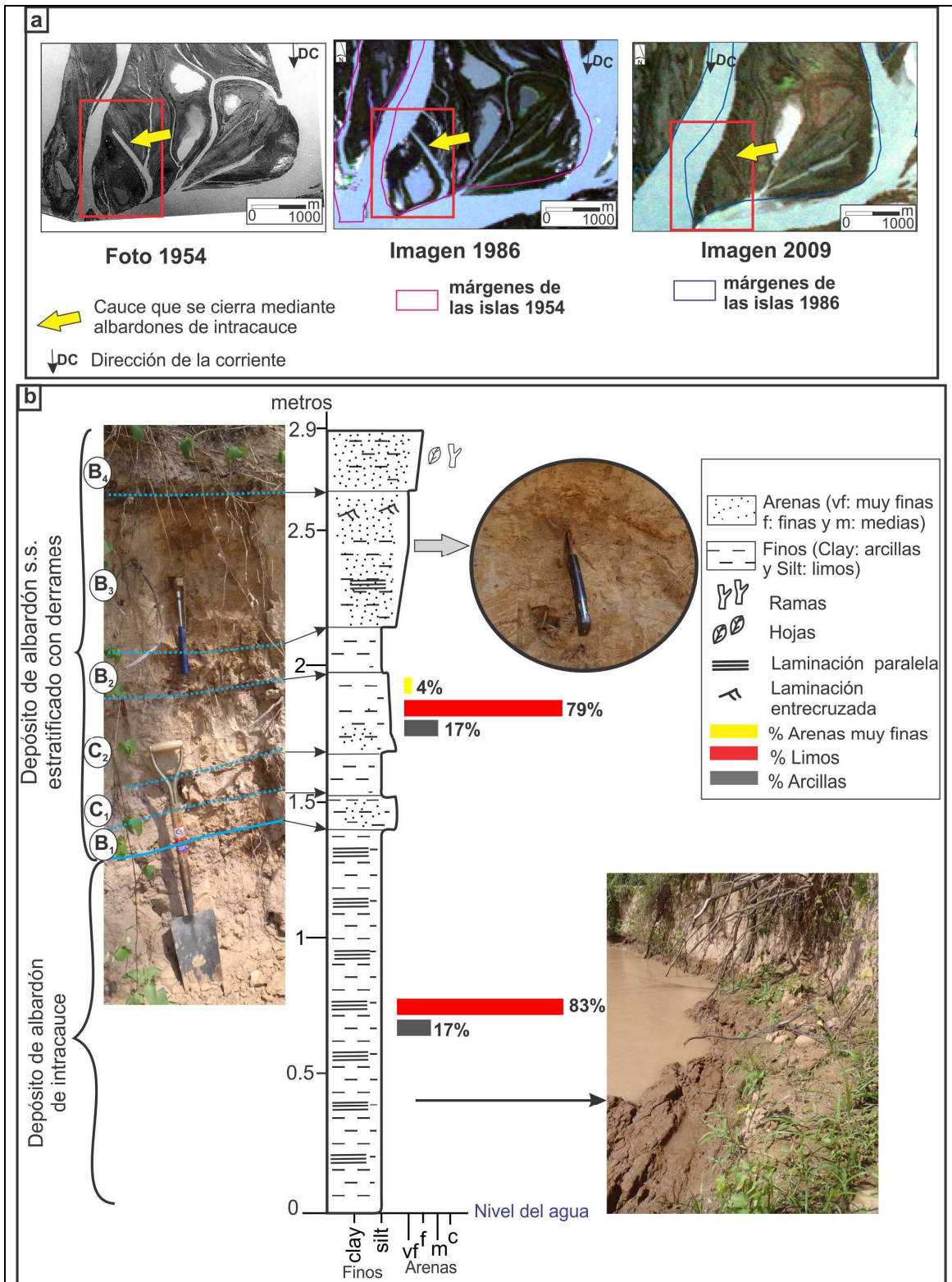


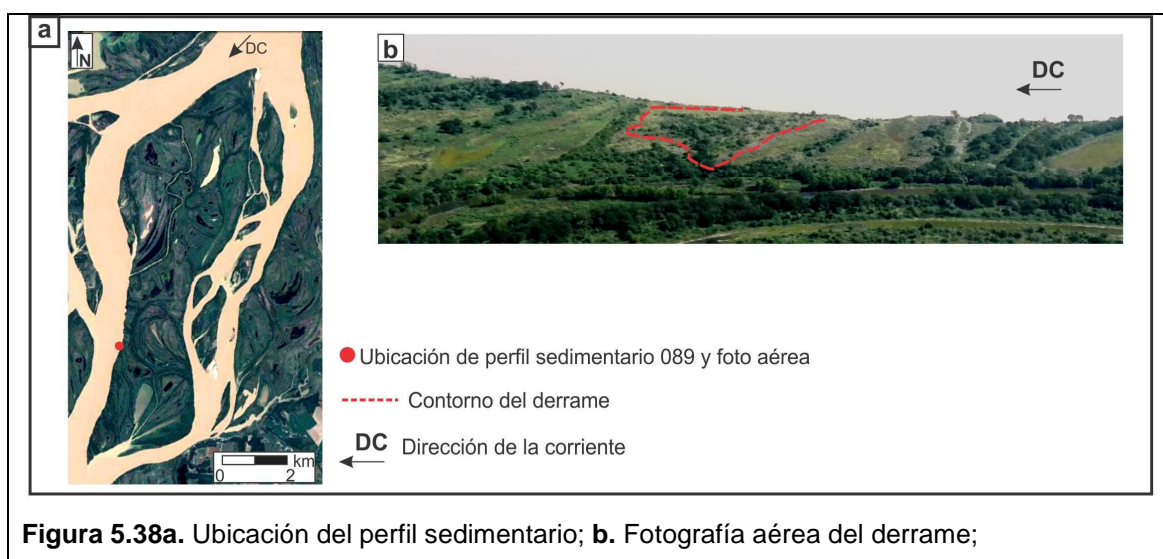
Figura 5.37a. Evolución del cegamiento del cauce; **b.** Perfil sedimentario.

Otro elemento geomorfológico cuyo perfil sedimentario fue observado corresponde a:

- ❖ Derrames formados por encima de un ambiente lacustre-palustre

El sitio donde se describe la sedimentología de esta geoforma se señala en la figura 5.38. La barranca es erosiva, con una tasa de corrimiento de 14 m por año desde 1977 hasta 2009 y una altura media de 4,3 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná).

El perfil (089) se eleva sobre el agua 1,9 m y se caracteriza por tener una saliente a modo de plataforma, de no más de 1 m de ancho, formada por limos y arcillas. En dicha zona la barranca está compuesta por dos secuencias. El metro inferior, en contacto con el agua, está integrado por un coset formado por interestratificación de sets limo-arcillosos con arenas muy finas subordinadas y sets arcillosos con limo subordinado, que pertenecen a la sedimentación de un ambiente lacustre-palustre. Ambas capas tienen una estructura interna compuesta por laminación paralela de baja energía y de consistencia dura, diferenciándose por su coloración, siendo más grisáceos los sets donde dominan las arcillas y castaños rojizos con gran cantidad de ocre los sets limo-arcillosos. La otra secuencia que sobreyace a la anterior corresponde a dos capas de derrames, la inferior de 45 cm de espesor, pero que se acuña unos metros hacia aguas abajo y está formada por arenas muy finas y limos, de color castaño claro, y organizados internamente en laminación entrecruzada tipo B a ondulosa. Por último, se depositaron 35 cm de limo muy sucio, de color castaño, con gran cantidad de materia orgánica, donde se reconocen hojas, ramas y pequeños troncos, dejado en forma de derrame por la última crecida.



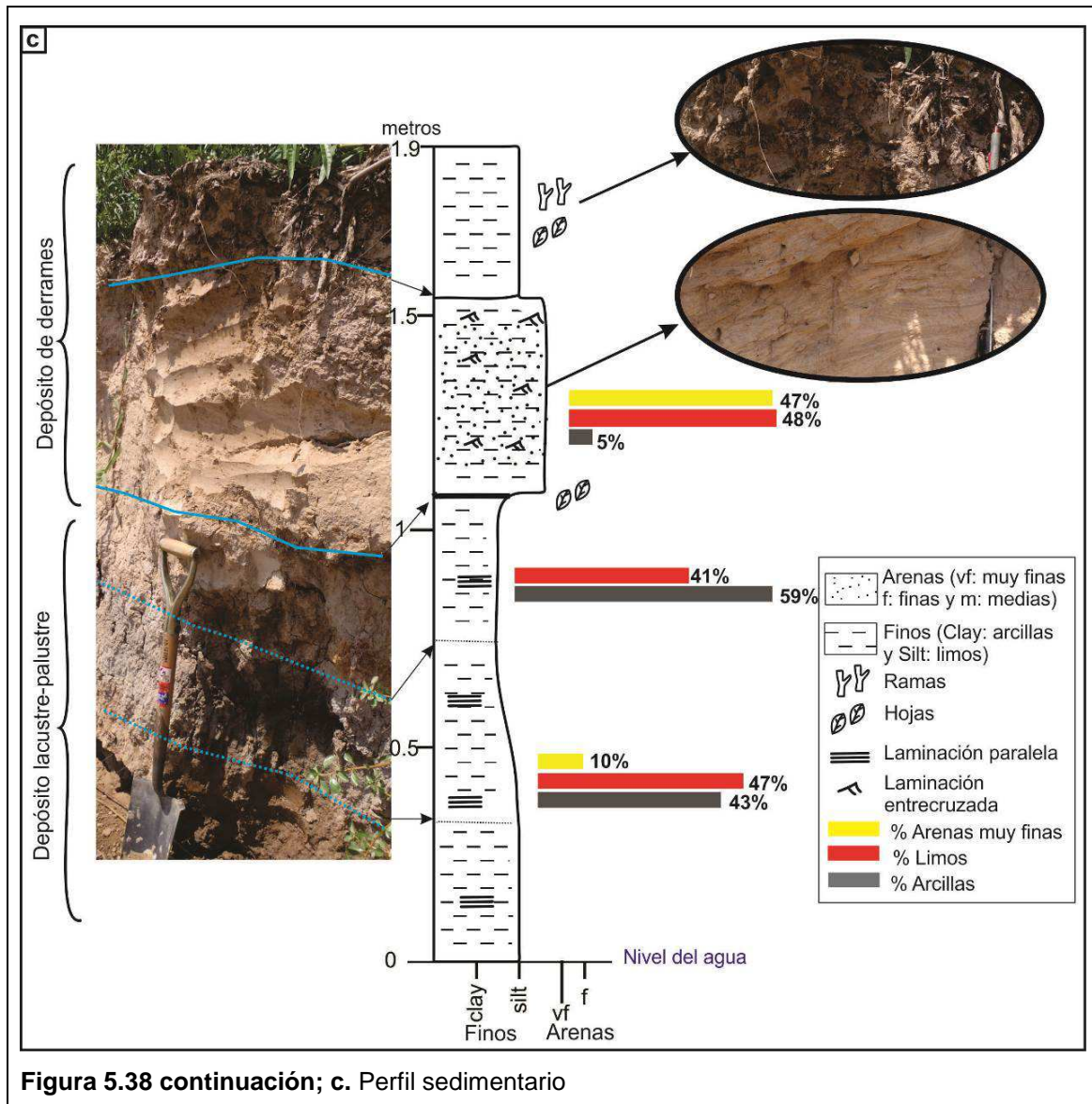


Figura 5.38 continuación; c. Perfil sedimentario

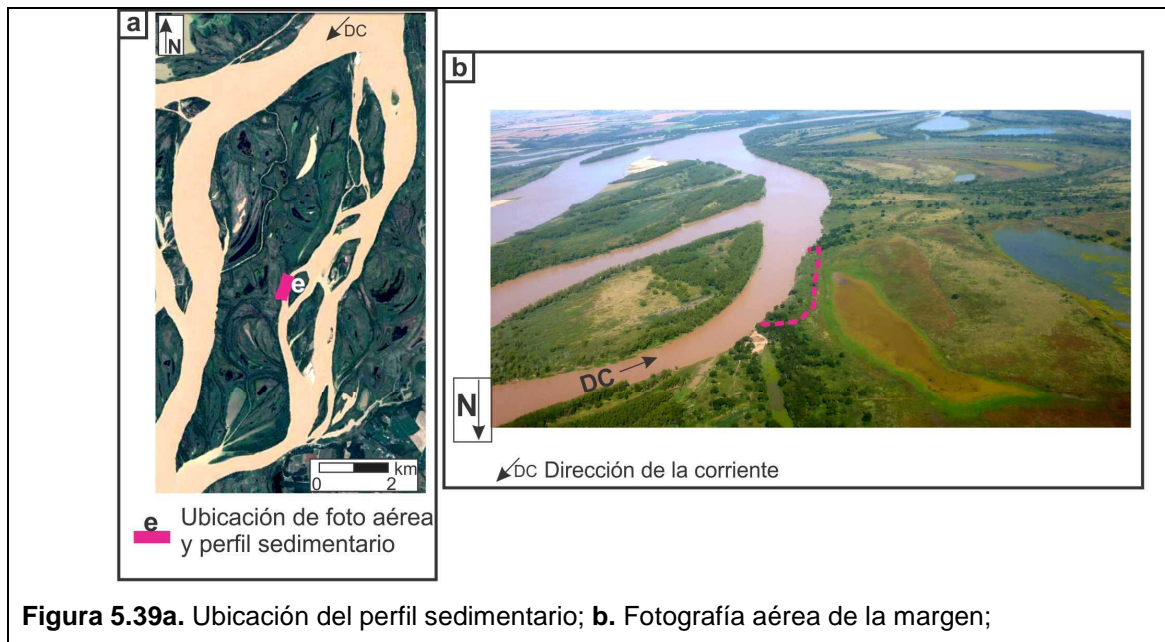
Por otra parte, la margen este de la isla Lynch se caracteriza mayormente por albardones s.s. Precisamente allí se describen los arreglos sedimentarios típicos de estas geoformas:

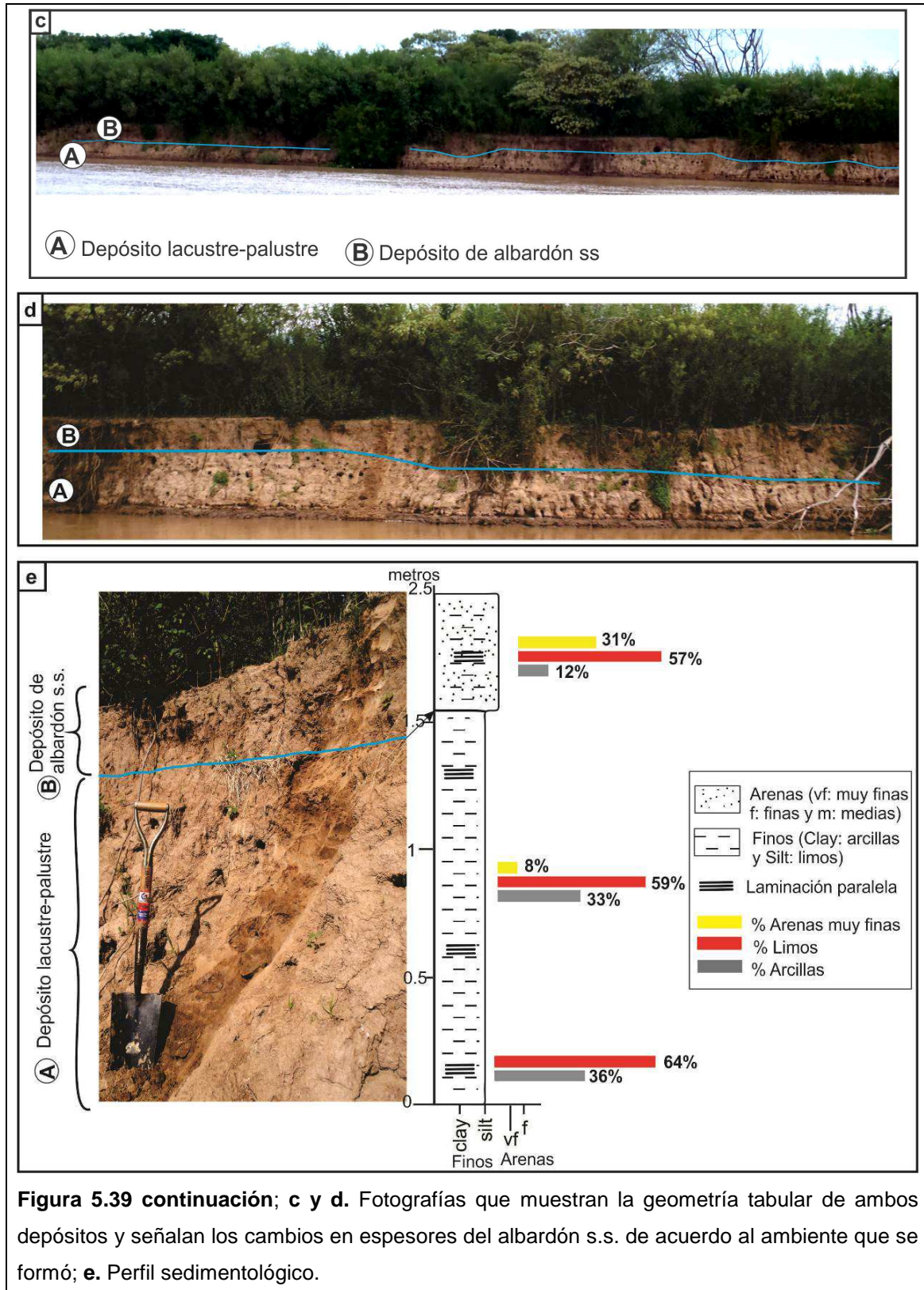
❖ Albardones s.s. formados por encima de ambiente de lagunas-bajíos-pantanos.

La figura 5.39a indica el sector donde se muestra la sedimentología de los albardones s.s. La margen este de la isla Lynch se diferencia de la margen oeste por haber experimentado muy poca erosión entre 1954 y 2009 (fig. 5.28). Actualmente la barranca en estos dos sectores es erosiva y tiene una altura de entre 5 y 5,5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano.

En el tramo e (fig. 5.39a), el albardón s.s. se desarrolló sobre un antiguo brazo del río Paraná que se fue cegando parcialmente con bancos, dejando varias lagunas y bajíos disgregados. La figura 5.39 muestra varias fotografías de la barranca, donde se pueden apreciar las dos secuencias deposicionales de geometría bastante tabular con superficies límites, en general netas.

En el día del trabajo de campo la barranca se elevaba del nivel del agua 2,5 m (HhpP: 2,48). La secuencia superior que corresponde al albardón s.s. tiene un espesor medio de 80 cm y está compuesta por limos (57%), arenas muy finas (31%) y arcillas (12%). El color es castaño anaranjado, la consistencia es dura y la estructura interna corresponde a una laminación paralela de baja energía, que muy levemente se puede observar a escala de afloramiento. Hacia abajo siguen dominando los limos, pero aumenta el contenido de arcillas y disminuyen marcadamente las arenas muy finas, que desaparecen cerca del nivel de agua. El color es castaño rojizo, dado por la gran cantidad de ocre presentes, la consistencia sigue siendo dura, y la estructura interna masiva, a escala de afloramiento. Cerca del nivel del agua el color es grisáceo y los limos representan un 64% y las arcillas un 36%. Esta secuencia, granocreciente, que se encuentra por debajo del albardón s.s., pertenece al relleno del ambiente lacustre–palustre.





En el anexo D se describen otros perfiles sedimentológicos complementarios de la isla Lynch.

5.3.3.2. Zona Bella Vista: isla arriba de Tragadero

La isla arriba de Tragadero está ubicada a 6 km al noroeste de la ciudad de Bella Vista, a los 28°26'20"S - 59°4'5"O (fig. 5.40), en un tramo del río Paraná conformado por varios brazos y limitado por ambas márgenes de planicie aluvial. La isla en estudio tiene en la actualidad una superficie de 5,5 km², y está integrada por porciones de islas de distintas edades, cuyas adhesiones se realizaron en los últimos 50 años.

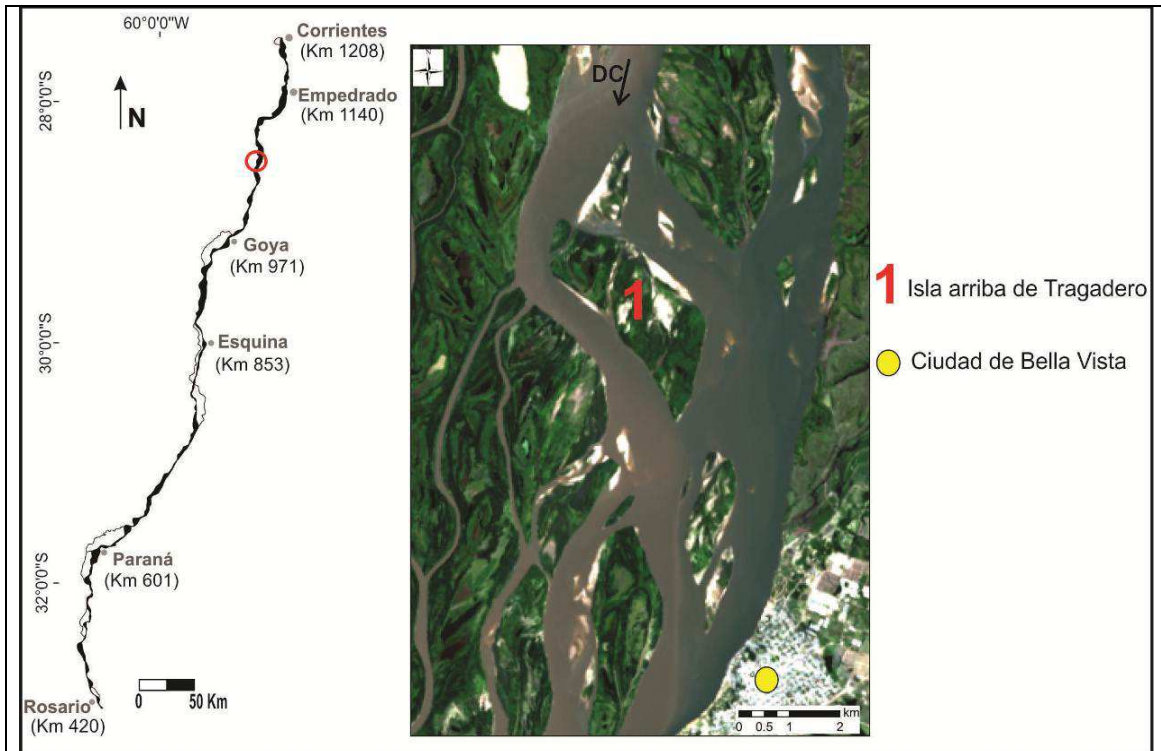
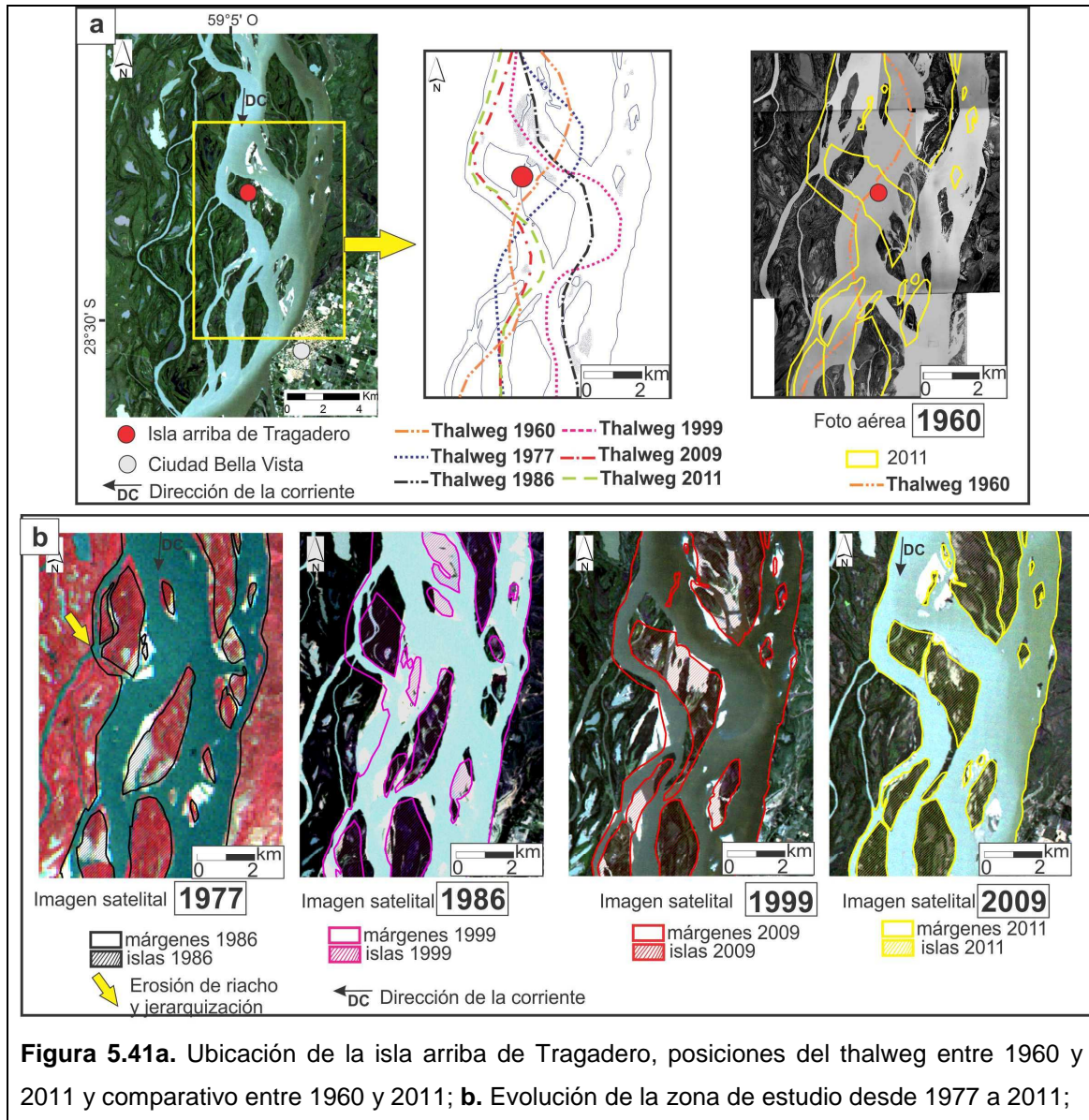


Figura 5.40. Ubicación de la isla arriba de Tragadero (círculo rojo y número 1).

5.3.3.1.a. Evolución morfológica histórica

La isla arriba de Tragadero corresponde a un mosaico de porciones de islas formadas mediante los modelos I, IV y V (formación de un banco en el centro del cauce debido a las condiciones hidrodinámicas, jerarquización de riachos de islas y de la planicie aluvial, respectivamente), que se unieron a medida que bancos de arena se depositaban en los cauces que las separaban, correspondiendo por lo tanto al modelo VI. Su evolución morfológica desde 1960 a la actualidad se muestra en la figura 5.41, donde se advierte cómo el thalweg principal fue cambiando su dirección desde una posición casi central en 1960 hasta formar un meandro recostado sobre la margen derecha en el año 2011, aprovechando y capturando un pequeño riacho de la planicie aluvial. A su vez, se observan dos avulsiones del thalweg, la primera en la década del 80 y la segunda entre 1999 y 2009. Este cambio de posición del thalweg provocó un

mayor almacenaje de arenas en su antigua traza, promoviendo la formación de pequeñas islas. Posteriormente, como se observa en la figura 5.41b (años 1986 y 1999), se produjo la colmatación del cauce residual mediante el ingreso de bancos de arena, los cuales terminaron adosándose a las distintas porciones de islas y configurando la isla arriba de Tragadero.



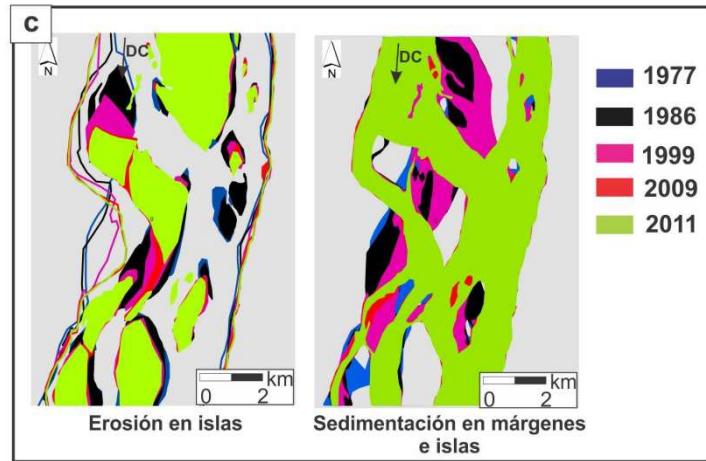


Figura 5.41 continuación; c. Mapas comparativos que muestran la erosión de la isla arriba de Tragadero y sedimentación dentro del cauce y márgenes en la zona de estudio.

5.3.3.1.b. Geomorfología y sedimentología

En esta isla se identificaron 16 geoformas, las cuales se aprecian en el mapa de elementos geomorfológicos (*fig. 5.42*) y corresponden a albardones s.s., albardones y derrames menores, bajíos, bajíos de interespiras, espiras, surcos de desborde, derrames, cauces colmatados y parcialmente colmatados, surcos de desborde, lagunas y distintos bancos vegetados y no vegetados.

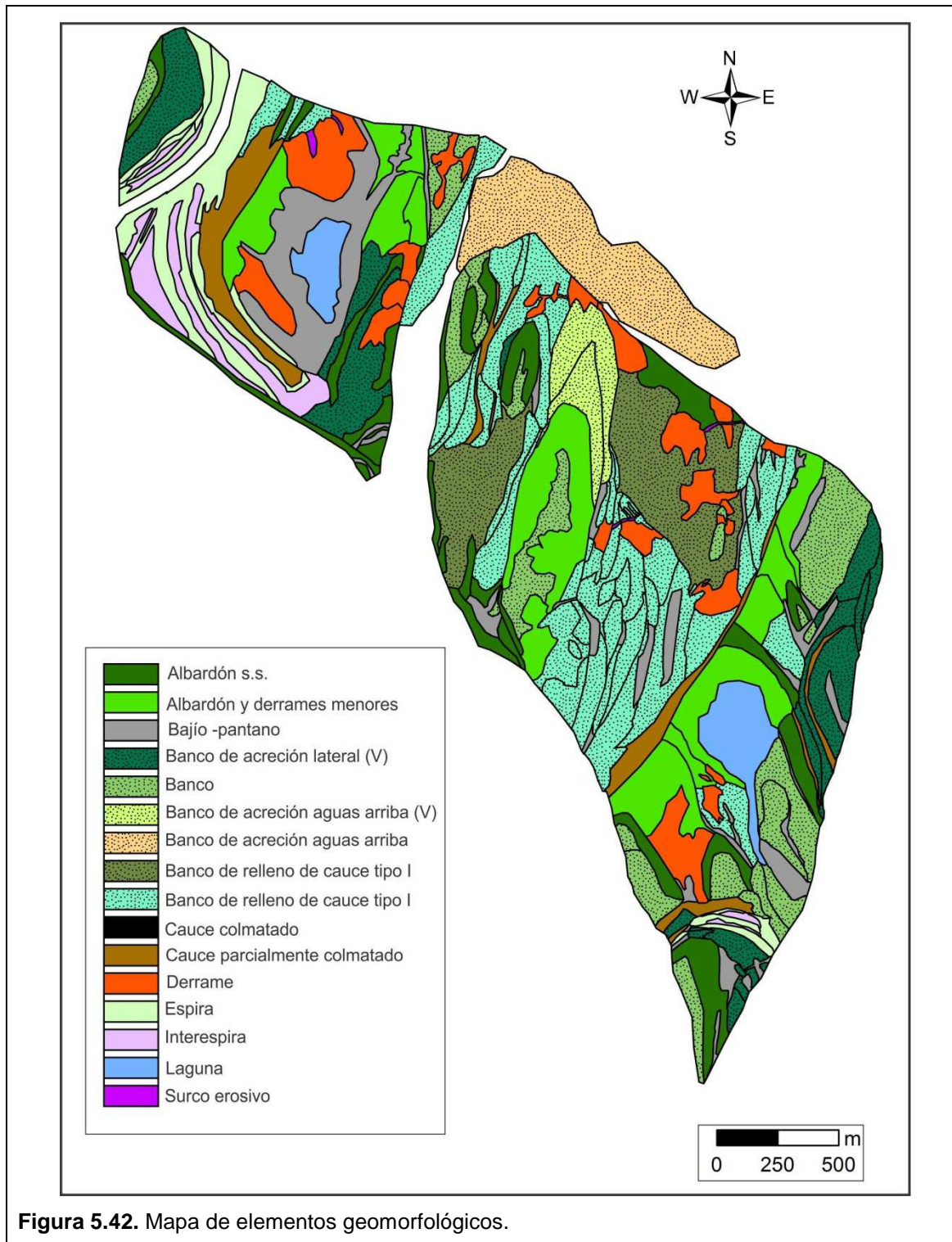


Figura 5.42. Mapa de elementos geomorfológicos.

Los cauces colmatados por bancos de arena representan actualmente la geoforma con mayor extensión de área en la isla (24%), correspondiendo a dos tipos de rellenos: aquellos que colmatan todo o casi todo el cauce formando una explanada amplia (tipo I), y los que se meten como pequeños bancos linguoides alargados dentro del cauce (tipo II), dejando varios bajíos entre ellos, los cuales se irán rellendo progresivamente.

De acuerdo al grado de desactivación, los cauces fueron diferenciados en colmatados y parcialmente colmatados, estando los primeros en una etapa más avanzada. Los cauces parcialmente colmatados generalmente se hallan cubiertos por camalotes.

En la isla se reconocieron tres sectores formados por estos bancos de relleno de cauce, originados en distintas épocas, uno de ellos en la década del 60, como se observa en la figura 5.41 de evolución, y los otros dos cuando el thalweg cambió su recorrido (década del 80). Aquellos que tienen una mayor edad de formación han desarrollado por encima diversas geoformas, como albardones y derrames menores, albardones s.s., derrames, entre otras, quedando muy poco expuesta su morfología original. Sin embargo, en los más modernos, aunque ya están cubiertos por vegetación, tanto en imágenes aéreas como en el campo se pueden reconocer todavía las formas de fondo de esos rellenos, sobre todo los que formaron grandes explanadas que están cubiertas por gramíneas (*fig. 5.44*). La sedimentología de este sector está integrada en la base por arenas medias limpias de color naranja amarillento, que se interestratifican hacia arriba con arenas muy finas limosas y terminan en una capa de limos (*fig. 5.43*).

La altura de estas geoformas, con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro de Bella Vista, es menor a los 5 m, con desniveles internos que van desde decenas de centímetros hasta 1 m (*fig. 5.43*).

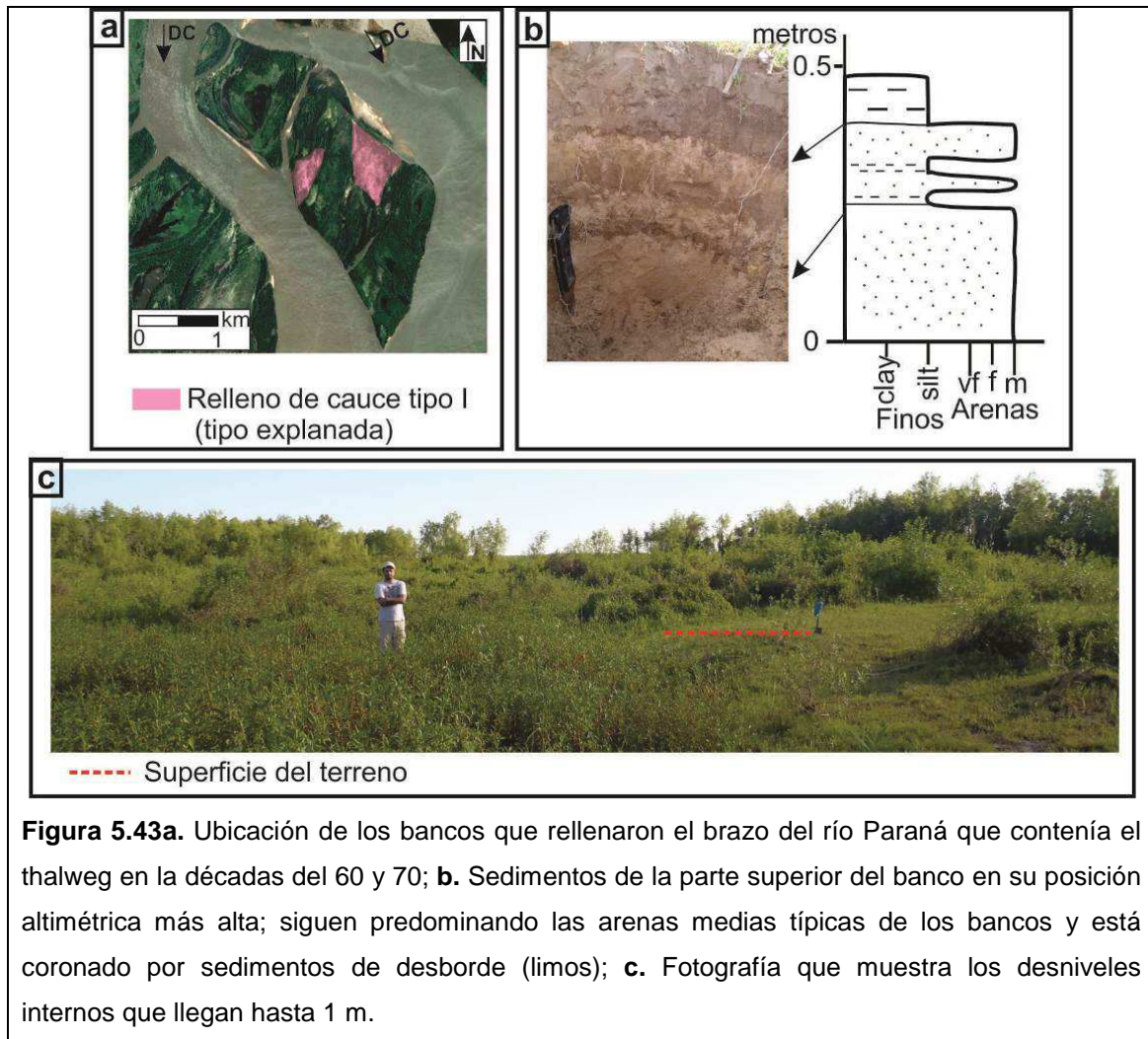


Figura 5.43a. Ubicación de los bancos que rellenaron el brazo del río Paraná que contenía el thalweg en la décadas del 60 y 70; **b.** Sedimentos de la parte superior del banco en su posición altimétrica más alta; siguen predominando las arenas medias típicas de los bancos y está coronado por sedimentos de desborde (limos); **c.** Fotografía que muestra los desniveles internos que llegan hasta 1 m.

Otro elemento geomorfológico de gran distribución de área es el *albardón* y *derrames menores*, que representa el 12% de la superficie de la isla. En el campo, a esta geoforma se la recorrió en dos zonas con distintos grados de actividad geomorfológica y sedimentaria. Por un lado, en la margen norte de la isla (punto rojo que se señala en la figura 5.44a), que ha tenido una elevada tasa de erosión, retrocediendo casi 300 m entre 2007 y 2009, donde los árboles caídos y los procesos de deslizamiento de dicha margen son los rasgos más característicos (*fig. 5.44b*). Precisamente, esta margen tiene una orientación perpendicular a la corriente principal y ha sufrido una gran erosión en los últimos 20 años a medida que el thalweg aumentaba su curvatura (*fig. 5.41*). Está conformada por varios derrames coalescentes que terminaron configurando un albardón, con altura media de 4,5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro de la ciudad de Bella Vista. La morfología superficial de esta geoforma representa un típico ambiente de derrame, con muchos desniveles en el orden de 1 m, formado por varios surcos y lomadas (*fig. 5.47c*). La descripción sedimentológica se realizó en la barranca erosiva, que en el momento del trabajo de campo se elevaba sobre el nivel del agua 75 cm. La misma

está compuesta por cuatro depósitos sedimentarios: la base corresponde a un ambiente lacustre-palustre compuesto por limos arcillosos con arenas subordinadas (59% de limos, 31% de arcillas y 10% de arenas) de color gris con ocrenaranjas. Por encima, existen tres secuencias de derrames, todos limitados por una capa de varios centímetros de espesor de materia orgánica poco descompuesta. El derrame inferior tiene un espesor de 55 cm y está compuesto por arenas limosas con una gran cantidad de materia orgánica dispersa en toda la capa, la que le da una coloración grisácea. El derrame intermedio está integrado por arenas finas a muy finas, interestratificadas con limos dispuestos en una estratificación ondulosa, de color castaño amarillento, y se encuentra coronado por una capa de materia orgánica (se observan hojas y ramas). El derrame superior se corresponde a la crecida del año 2010, con un espesor medio de entre 10 y 20 cm; son arenas finas a muy finas con algunos lentes de limo y materia orgánica dispersa (fig. 5.44d).

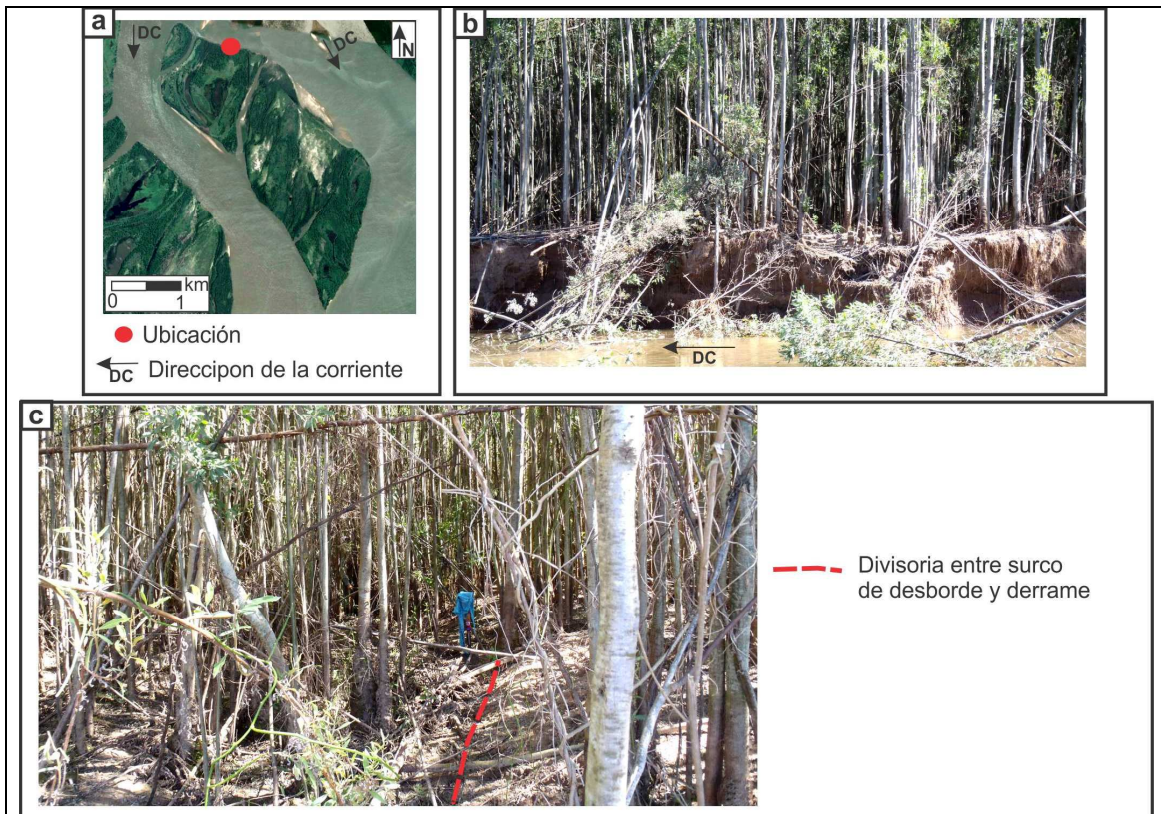


Figura 5.44 a. Ubicación del sitio recorrido en el campo y del perfil sedimentológico; b. Fotografía de la margen que muestra árboles caídos y procesos de desmoronamiento de la margen norte de la isla debido a una elevada tasa de erosión; c. Fotografía en el interior de un derrame mostrando sus subambientes;

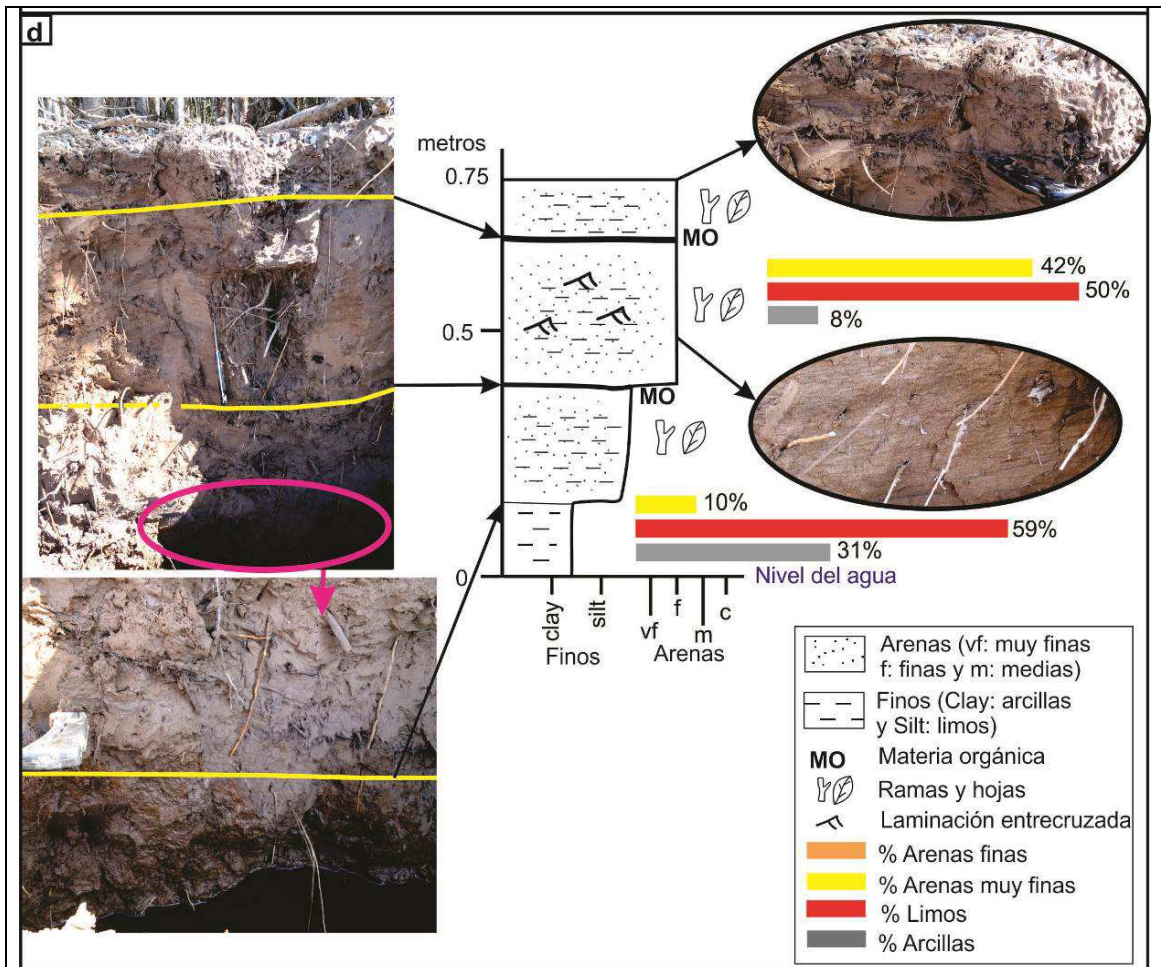


Figura 5.44 continuación; d. Perfil sedimentario.

La figura 5.45a muestra el otro sector donde se recorrió la geoforma de albardón y derrames menores. En este caso, los derrames superficiales son formados por una corriente lateral, a diferencia del caso anterior, en el que la corriente es normal a la margen.

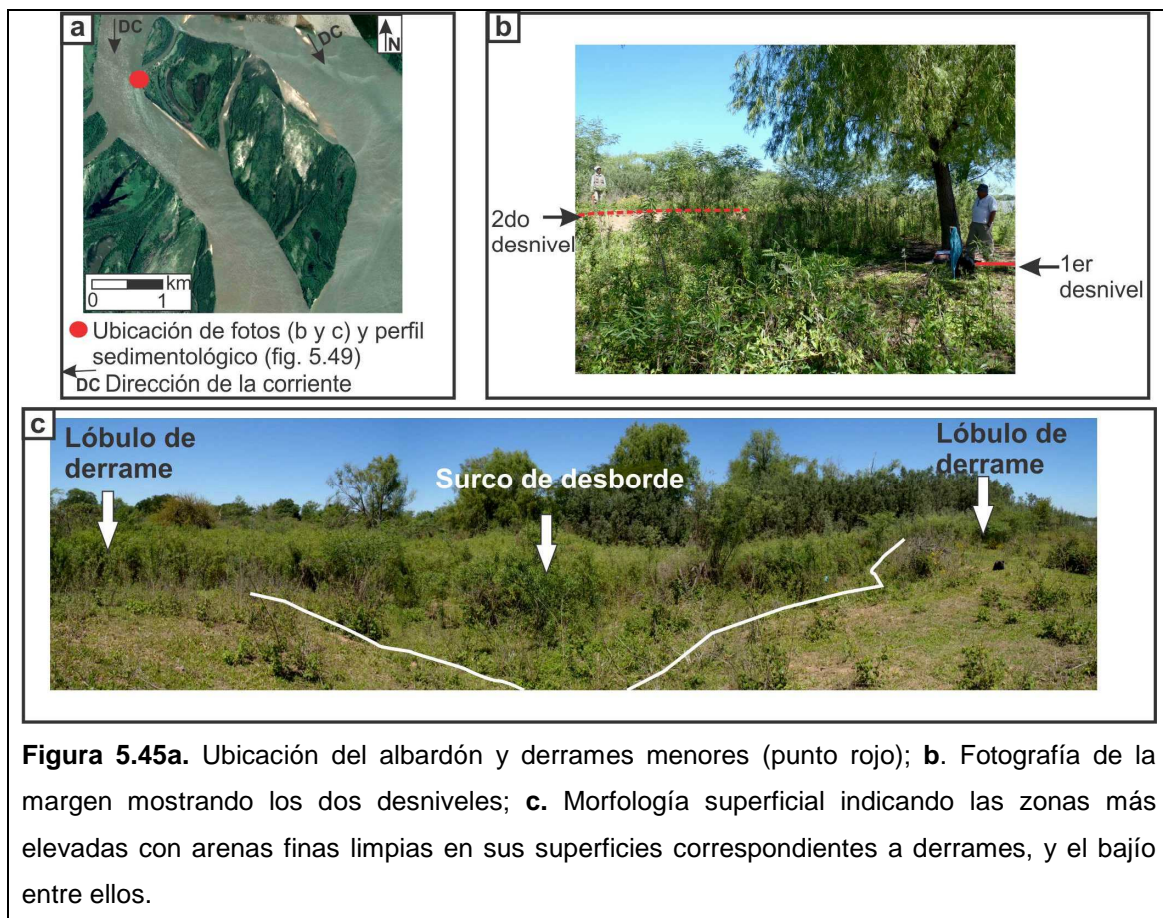
En este sector la margen retrocedió sólo localmente y menos de 10 m (entre 2007 y 2012). La altura máxima es de 5,22 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro de Bella Vista. La morfología superficial está compuesta por grandes lomadas con arenas finas limpias en superficie, separadas por bajíos, con diferencia de altura de hasta 1 m (*fig. 5.45c*), pero en este caso la superficie está cubierta por gramíneas. La barranca está conformada por dos escalones, separados por una plataforma, donde el primer desnivel se eleva de la superficie del agua 1 m, mientras que el segundo, 1,50 m (*fig. 5.45b*). Este último está compuesto por arenas finas de color castaño claro, y se encuentra coronado por una capa de 10 cm de arenas muy finas limpias.

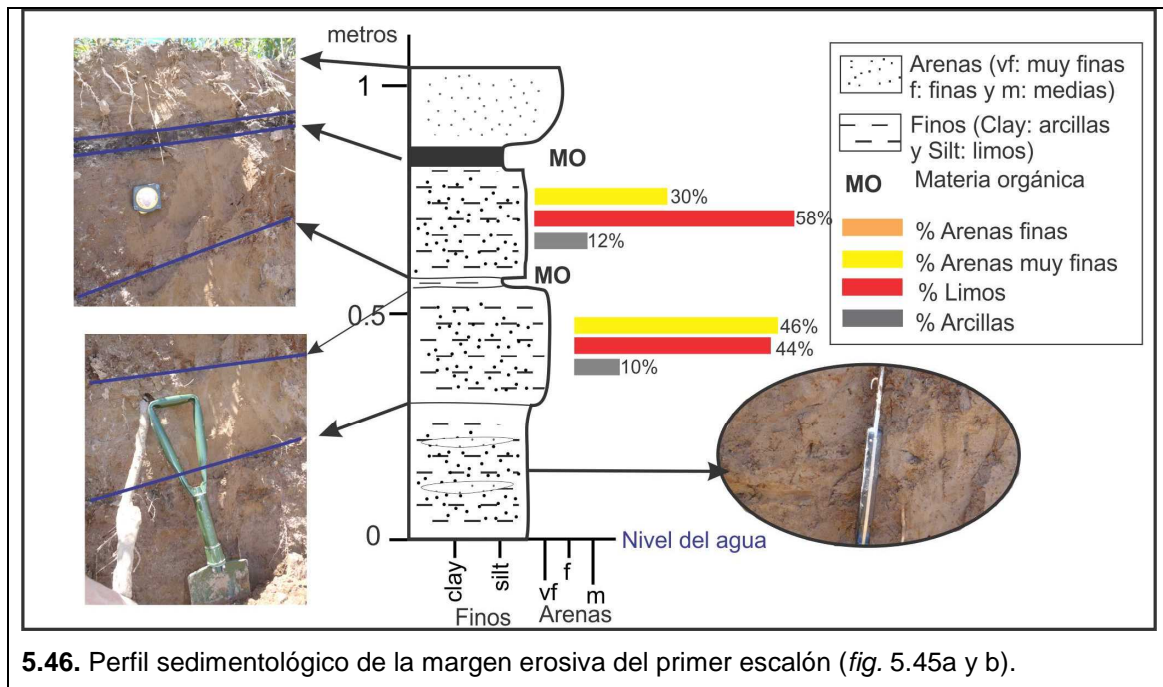
La barranca del primer escalón (*fig. 5.46*) está integrada por cuatro secuencias de sedimentos de desborde que corresponden tanto a pequeños derrames como a una fase más tranquila de inundación, y limitadas por capas centimétricas de materia orgánica. Desde arriba hacia abajo, está integrada en primer lugar por 17 cm de arenas finas de color castaño claro, friables, que hacia su base se vuelven limosas hasta dominar en los últimos 3 cm, de color gris; allí no se observa ninguna estructura interna a escala de afloramiento. Correspondería al depósito dejado por el pico de una crecida.

Por debajo, siguen 24 cm de arenas muy finas limosas de color castaño rojizo, que se acuñan hacia el sudeste, y están coronadas por una capa de 4 a 5 cm de limo con materia orgánica muy descompuesta de color negro.

Luego continúan 26 cm de arenas finas limosas de color castaño amarillento; no se observa a escala de afloramiento estructura interna. Están limitadas en su techo por una capa de 1 cm de materia orgánica de color negro. Representarían una fase de derrame.

Por último, hay 30 cm de arenas muy finas limosas de color castaño rojizo con lentes de arenas finas limpias, de color castaño amarillento.





5.46. Perfil sedimentológico de la margen erosiva del primer escalón (fig. 5.45a y b).

Asimismo, los albardones s.s. también están ampliamente distribuidos en esta isla, con alturas muy variables con respecto al cero metro del hidrómetro de Bella Vista, que van desde 6 m aquellos que se encuentran en las partes de mayor antigüedad de la isla hasta los que apenas superan los 4 m, representando los más jóvenes.

Como es una isla que ha tenido una continua erosión en casi todas sus márgenes, existen pocos albardones s.s. bordeando las orillas actuales de la isla, y los que existen son de baja altura y muy poco desarrollados. Sin embargo, hay varios de ellos en el interior de la isla, representando antiguas márgenes. Así, por ejemplo, la figura 5.47 muestra un albardón interno, limitando una laguna alargada en dirección NNO-SSE que corresponde a un antiguo canal parcialmente colmatado, ubicado 25 cm por encima del nivel del agua del río Paraná. El desnivel entre la cresta del albardón y el cauce parcialmente colmatado es de 120 cm. A su vez, este albardón tiene una altura con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano de 5,15 m.



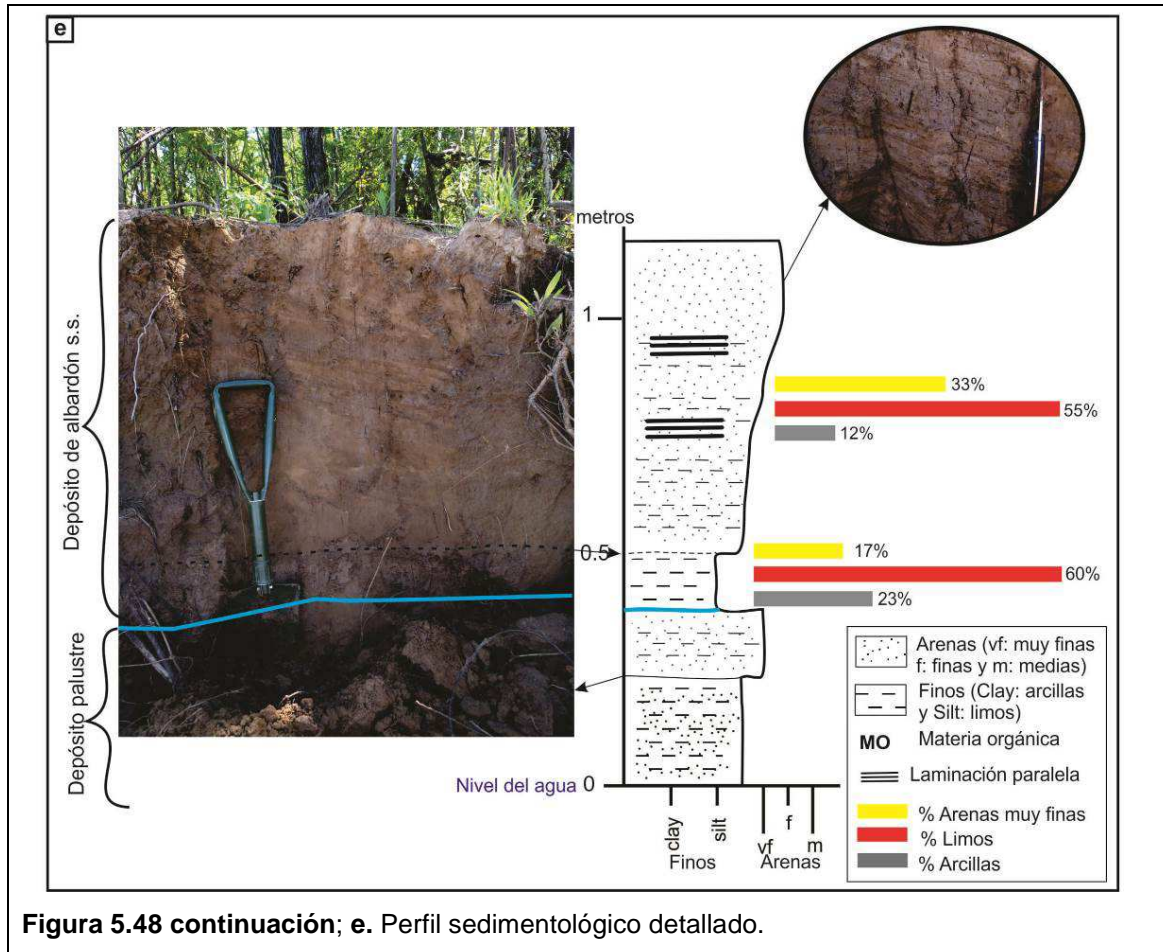
Por otro lado, la figura 5.48 muestra algunas fotos panorámicas de la margen sur de la isla, donde lo característico es la gran cantidad de árboles caídos. La mayoría de las geoformas que limitan a esta margen se formaron perpendiculares a dicha margen, como se advierte en la figura 5.41 de evolución de la isla, siendo escaso el desarrollo de albardones.

En el punto rojo de la figura 5.48, encontramos una sección transversal de un albardón s.s. formado en la década del 90, con orientación Norte-Sur. Ese punto corresponde a una lomada que disminuye hacia ambos lados. La barranca se elevaba, en el momento de la descripción de campo, 140 cm del nivel del agua en su punto más alto, que se corresponde con el albardón transversal (su altura con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro de Bella Vista es de 4,8 m). La margen está compuesta por dos escalones, de los cuales el inferior conforma una pequeña plataforma que desaparece hacia aguas arriba dando lugar a un talud tendido cubierto por depósitos limo-arenosos de bajante (*fig. 5.48c*). Hacia aguas abajo, esta plataforma va disminuyendo su espesor paulatinamente hasta desaparecer a los 30 m de distancia. Esta plataforma está compuesta por dos capas deposicionales; la inferior, que limita el agua, está integrada por limos con arenas muy finas subordinadas, mientras que en la superior dominan las arenas finas, siendo los limos los minoritarios. El color de ambas capas es pardo rojizo, e internamente están organizadas en una laminación paralela. Esta plataforma correspondería a un ambiente palustre de sedimentación muy tranquila, sobre el cual se desarrolló el albardón.

El albardón se caracteriza por un arreglo granocreciente de arenas muy finas interestratificadas con limos, dominando las arenas en su techo. Internamente están

organizados en una laminación paralela a sinusoidal, y el color es pardo rojizo a amarillento, de acuerdo a la granulometría que predomina (limos el primer color y arenas el segundo). Este depósito disminuye hacia aguas arriba, donde sólo tiene un espesor de 20 cm. Por debajo, lo limita una capa de geometría cuneiforme de limos de color rojizo, de estructura masiva y de consistencia blanda, producto de algún evento de inundación.





5.4. Discusión del capítulo

En el recuento de las islas del tramo medio, se notó que sólo un 18% del total de las islas (de área mayor a 0,5 km²) tienen una edad de configuración superior a los 150 años, mientras que el 57% de ellas se formaron en los últimos 70 años; manteniéndose bastante semejante el número de islas en los años analizados. Esto demuestra el gran recambio de estas geoformas que existe en el tramo medio del río Paraná, sobre todo si se lo compara con el tramo alto, donde los trabajos realizados manifiestan que las islas son formas principalmente erosivas, y con una variedad geomorfológica y sedimentológica compleja relacionada a tiempos históricos (Stevaux, 2000; Leli, 2015).

Algunas de las causas de esta discrepancia en las edades de configuración y tasas de modificación de las islas se podrían deber a ciertas particularidades, como ser: la característica de formar meandros que tiene el thalweg en el río Paraná Medio (muy asociados a las modificaciones de las islas en este tramo); la diferencia en la tasa de

erosión de las márgenes de ambos tramos (en el orden de 10 m por año las más altas registradas en el Alto Paraná, Souza Filho y Stevaux, 2004; mientras que en el Paraná Medio pueden superar hasta diez veces ese valor); y la elevada carga de sedimentos finos provenientes del río Bermejo que ingresa en el Paraná Medio (un promedio de 286 mg l⁻¹ para el Paraná Medio y de solamente 18 mg l⁻¹ para el Alto Paraná, Orfeo y Stevaux, 2002), lo que significa también una alta entrada de nutrientes que promueve una rápida vegetación de los bancos de arena y transformación en islas o crecimiento de las existentes.

A su vez, si se contrastan nuestros datos con otros grandes ríos del mundo de patrón *anabranching*, como por ejemplo el Brahmaputra y el Amazonas, el Paraná Medio se ubica en un nivel intermedio entre estos dos ríos en cuanto a la tasa de modificación de sus islas. En este sentido, el río Brahmaputra es ampliamente conocido por sus grandes alteraciones en sus márgenes y brazos, con registros desde 1776 a la actualidad (Coleman, 1969; Thorne *et al.*, 1993; Best *et al.*, 2007), donde se han medido tasas de erosión y sedimentación de alrededor de 800 m por año (Coleman, 1969). Con respecto a las islas del Brahmaputra, Thorne *et al.* (1993) las describen como formadas por amalgamamiento de barras, estabilizadas con vegetación, con una capa de finos superficiales, y están sometidas a elevadas modificaciones, principalmente a través de disecciones por diversos canales durante las crecidas y en la fase recesiva del monzón; también mediante diversas erosiones y acreciones. Sin embargo, mencionan que, a pesar de esas transformaciones que tienen las islas, existe una tendencia a que perdure un núcleo central, el cual puede ser ubicado geográficamente a través de los años.

En cambio, el río Amazonas se caracteriza por tener islas mucho más estables en el tiempo, con una muy baja tasa de modificación, sobre todo para el tramo bajo. Esto se puede corroborar a partir de los mapas evolutivos (1859, 1900 y 1972) que Dunne y Aalto (2013) presentan en su trabajo (*fig. 14, pág. 660*). Ellos manifiestan que la baja tasa de migración del canal sería el resultado, al menos en parte, del confinamiento mediante terrazas cohesivas que tiene el canal en dicho sector.

Si bien todos estos “mega ríos” se caracterizan por tener el mismo patrón de cauce, con ciertos mecanismos similares en la formación de las islas (e.g. a partir de sedimentación de bancos, incisión de la planicie aluvial, fragmentación de las islas), la celeridad de los procesos, la interacción entre los mismos, así como la predominancia de algunos de ellos, hacen que los ritmos de formación de las islas y sus configuraciones sean diferentes. En tal sentido, se demostró cómo un cambio del

caudal efectivo puede incentivar ciertos procesos en la conformación y transformación de las islas en el Paraná Medio.

Otro análisis que se hizo a partir de observaciones detalladas de las evoluciones de las islas (en los últimos 150 años), conjuntamente con la caracterización de los elementos geomorfológicos resultantes, fue establecer una relación directa entre la dinámica de formación de las islas y el tipo de arreglo geomorfológico. Este tipo de estudio integral involucra simultáneamente la dinámica fluvial, la sedimentología y la geomorfología de las islas. Si bien son poco frecuentes en los grandes ríos, existen algunos trabajos de este estilo, como Latrubesse y Franzinelli (2002) en el río Solimões (río Amazonas) (*fig. 5.49a*); y para el caso del río Paraná Medio, el realizado por Drago (1973) (*fig. 5.49b*). Estos autores explican, a partir de modelos conceptuales, la formación de determinadas configuraciones de islas:

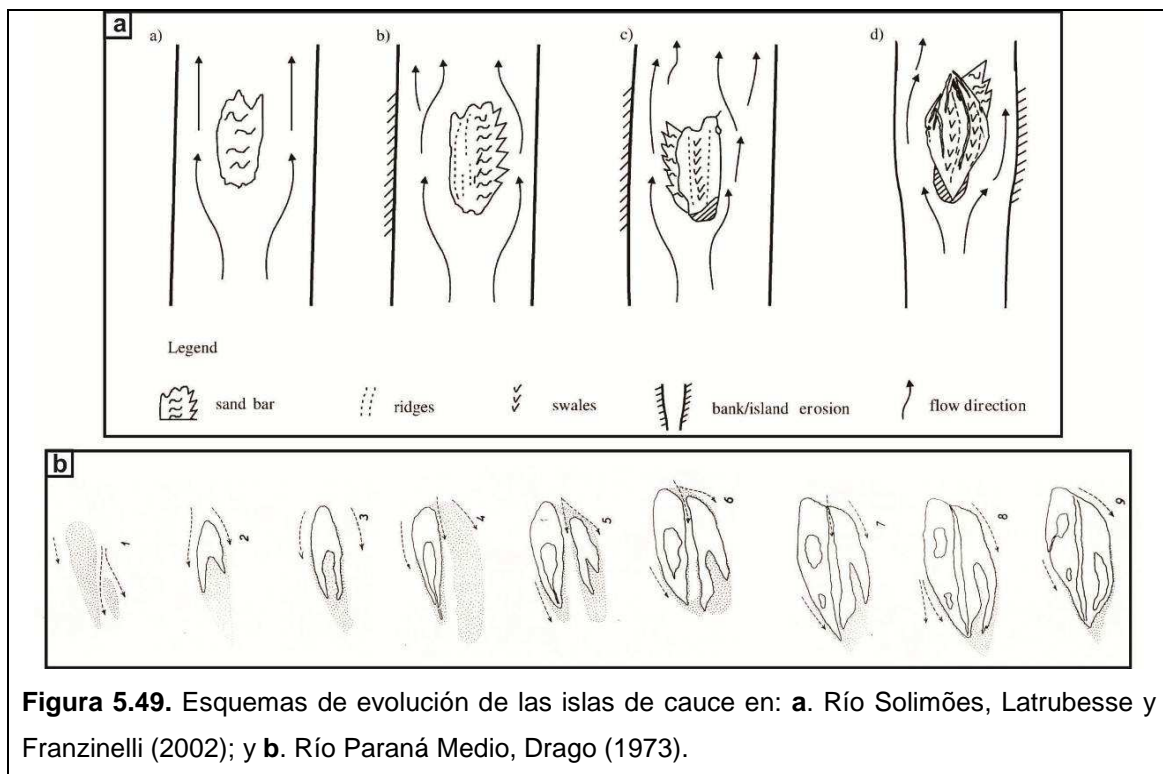


Figura 5.49. Esquemas de evolución de las islas de cauce en: **a.** Río Solimões, Latrubesse y Franzinelli (2002); y **b.** Río Paraná Medio, Drago (1973).

Nosotros, a partir de un estudio similar, abarcando todo el río Paraná Medio y los últimos 150 años (en distintas escalas temporales), logramos generar una categorización general de las islas de acuerdo a los distintos mecanismos formadores y la geomorfología resultante. De esta manera, esta clasificación da información más específica de los procesos actuantes y del grado de dinámica que existe o existió en su construcción, así como de la cantidad de hábitat ecológico presente. En este sentido, esta propuesta avanza un poco más en relación a las categorizaciones habituales encontradas en la literatura, donde solamente diferencian a las islas de acuerdo a si corresponden a una porción de planicie aluvial o si se formaron dentro del

cauce (e.g. Bridge, 1993; Nanson y Knighton, 1996; Orfeo, 1996; Nanson, 2013). A su vez, algunos autores relacionan ciertas morfologías a la clasificación anterior, donde las islas con forma de platillo corresponden a las primeras y las convexas hacia arriba, a las originadas a partir de bancos de cauce (Makaske, 2001). Para el caso del río Paraná Medio, hay que tener en cuenta que solamente tres islas son verdaderas porciones de planicie aluvial. Existe una pequeña fracción de islas que pueden llegar a tener algún fragmento de la planicie aluvial (e.g. espiras de meandro, paleocauces), pero mayormente esas porciones son antiguas islas que se adosaron a la planicie y mediante una jerarquización de un riacho volvieron nuevamente al centro del cauce, como se demostró en este capítulo. Además, las islas formadas a partir de bancos no necesariamente tienen forma convexa, como se señala a través del estudio geomorfológico de ellas.

En tal sentido, se diferenciaron seis modelos multitemporales de tipo evolutivo de las islas: a partir de la formación de bancos en el centro de los brazos de menor jerarquía del que contiene al thalweg, debido a las condiciones hidrodinámicas propicias para la acumulación del material del fondo (I); por aumento de la amplitud de las ondas del thalweg (II); a partir de la formación de bancos en el lado cóncavo de la margen del río (III); por jerarquización de riachos en islas del cauce (IV); por jerarquización de riachos de la planicie aluvial (V); por combinación de los modelos anteriores a partir de uniones de distintas islas (VI); y tres estilos de geomorfologías resultantes: simples, compuestas y complejas (*fig. 5.8*).

Dentro de las islas simples, formadas a partir de los modelos I y III, se reconocieron islas que se originaron de manera semejante al modelo presentado por Drago (1973), que corresponden generalmente a islas pequeñas que se desarrollan en brazos menores (*fig. 5.9*). A su vez, se encontró otra variante de este modelo, en la que el banco que emerge tiene forma de “V” o gancho (con ápice hacia aguas arriba) (*fig. 5.10a*) y la posterior adhesión de bancos a la isla núcleo puede darse de manera muy diversa y terminar formando una isla compuesta (*fig. 5.10c, 5.19c*).

En relación al modelo II, se identificaron varios estilos de isla que están relacionados a distintas particularidades, como ser: material de las márgenes del río, morfología del sector vinculado al direccionamiento del flujo, ángulos de entrada y salida del thalweg, tipo de migración del thalweg y tasa de erosión de la margen (*tabla 5.6*). De esta manera, se identificó que un tipo particular de islas formadas mediante este modelo es similar al propuesto por Latrubesse y Franzinelli (2002); en este caso, la exageración de la onda del thalweg y la erosión de la margen se producen a un ritmo constante, y así la isla resultante presenta etapas evolutivas y geoformas

similares a las descritas por aquellos autores, como se puede observar en el ejemplo de la figura 5.13. Debido a que la margen limitante con el thalweg es la que se erosiona, la sucesión de crestas (espiras) y bajos (pantanos) se desarrolla principalmente en un solo lado de la isla, donde se produce la formación de bancos de acreción lateral del tipo semilunar o punta.

En general, las islas formadas por medio del modelo II se caracterizan por tener un crecimiento mediante la adhesión de bancos relacionado generalmente al espacio proporcionado por el thalweg y su dirección de migración. La geomorfología resultante en estas islas mayormente es la asociación de varias geoformas, producto de las distintas acreciones de los diferentes bancos, y sus posteriores modificaciones vinculadas a la gran dinámica hidrosedimentológica que se hallan asociadas por estar sujetas al brazo principal que contiene el thalweg. Sin embargo, la traza de la isla es concordante con las geoformas que la integran (*fig. 5.14f, Punta Rosa, anexo D: fig. 5 islas arriba de Lavalle*).

Por otro lado, los otros tres modelos multitemporales restantes (IV, V y VI), que involucran la fragmentación de islas, la escisión de la planicie aluvial y las uniones de distintos tipos de isla, terminan configurando islas de geomorfología compleja, donde sus márgenes son discordantes con los elementos geomorfológicos que la componen (*fig. 5.23, 5.29 y 5.42*).

Claramente en este río no existe una o dos maneras de combinación de geoformas, pero sí podemos diferenciar los mecanismos que han estado actuando de acuerdo a la complejidad de sus geoformas, de determinados elementos geomorfológicos presentes (antiguos brazos del río que cortan la isla, geoformas típicas de la planicie aluvial como espiras de meandro con radios de curvatura pequeños, entre otros) y, particularmente, teniendo en cuenta el subtramo del río donde se hallan (e.g. zonas con ambas márgenes con planicie aluvial, zonas con alta sinuosidad del thalweg, zonas caracterizadas por tener varios brazos que rodean a grandes islas, etc.).

En relación a los arreglos sedimentarios de las distintas geoformas que configuran las islas, corresponden a los tradicionales ampliamente conocidos en la literatura, donde los sedimentos son el resultado del acercamiento o alejamiento de la parte energética del cauce. Por ejemplo, los albardones s.s. conformados por una secuencia granocreciente nos señalan un acercamiento del cauce hacia la margen, provocando erosión, y lo contrario se da cuando la secuencia es granodecreciente, que puede repetirse de manera rítmica, indicando los eventos de inundación (Reineek y Singh, 1986; Smith, 1986; Smith *et al.*, 1989; Miall, 2006). Asimismo, si el thalweg se

encuentra muy próximo a la margen de la isla o existe una constricción del flujo aguas abajo, la construcción del albardón se da mediante la interdigitación y la superposición de derrames.

En cuanto a los procesos de cegamiento y rellenos de los canales que se registraron en las islas, pertenecen a los clásicos documentados en los antecedentes fluviales (e.g. Reineek y Singh, 1986; Schumm, 2005; Miall, 2006; Bridge y Demicco, 2008), a excepción de los albardones de intracauce, que fueron descriptos por primera vez en el río Paraná hace unos años por Ramonell *et al.* (2011). Estos últimos están relacionados a una baja entrada de arenas de fondo, una alta sedimentación de finos y a vegetación hidrófita arraigada dentro del curso de agua que atrapa el sedimento que viene en suspensión (Marchetti *et al.*, 2013).

Con respecto a la sedimentología de las islas, es interesante destacar los espesores que pueden llegar a tener los sedimentos finos (limos y arcillas), que en algunos casos llegan hasta los 9 m, que fueron reconocidos a partir del análisis de los registros de las perforaciones antecedentes. En tal sentido, la literatura fluvial sólo hace mención de importantes espesores de finos relacionados a una desconexión del cauce, e.g. a partir de una avulsión o rectificación de meandro, donde solamente la carga de lavado ingresa. Sin embargo, se encontró que estos tipos de depósito pueden originarse dentro del cauce activo, correspondiéndose en primer lugar a las lagunas originadas en los ambientes de sombra que se desarrollan aguas abajo de bancos e islas, y en segundo lugar, menos espesos, los relacionados a los albardones de intracauce que se forman en los riachos activos que atraviesan algunas islas.

5.5. Conclusiones del capítulo

El 57% del total de las islas del tramo medio (de área mayor a 0,5 km²) se formaron entre 1939 y 2009, mientras que sólo el 18% de ellas tienen una edad de configuración superior a los 150 años. Sin embargo, el número de islas en los años analizados ha sido semejante (*tablas 5.1 y 5.2*).

Ese gran recambio de islas que existe en este río permitió determinar los principales mecanismos de configuración de estas geoformas:

❖ A partir de la formación de bancos de arena debido a: 1. condiciones hidrodinámicas propicias para la misma en el centro de brazos del río de menor

jerarquía del que contiene al thalweg; 2. la exageración de las ondas del thalweg; con la posterior colonización por vegetación

- ❖ Fragmentación de islas del cauce, involucrando la jerarquización de riachos
- ❖ Jerarquización de pequeños riachos de la planicie aluvial
- ❖ Uniones de distintas islas y/o fragmentos de la planicie aluvial

Por su parte, el análisis multitemporal de los procesos morfológicos involucrados en la formación, crecimiento y erosión de las islas, conjuntamente con los caudales efectivos del sistema en los últimos 35 años, dividido en tres períodos (1977-1986, 1986-1999 y 1999-2009), permitió identificar los procesos que se incentivan con determinados caudales efectivos:

- ❖ Un caudal efectivo elevado promueve la formación de nuevas islas a partir de la fragmentación de islas preexistentes y la escisión de la planicie aluvial en la configuración de islas de todos los tamaños; y mediante sedimentación formando islas pequeñas. En cambio, una disminución en el caudal efectivo incentiva un aumento en el área de las islas, originando islas de tamaños muy grandes y grandes, que se producen mediante el crecimiento de las islas preexistentes por colonización de vegetación de los bancos adosados a ellas y uniones entre islas, lo que hace disminuir su cantidad. Esto último fue lo que sucedió entre 1999 y 2009.

- ❖ Las islas pequeñas son las más susceptibles al recambio, ya que para los tres períodos analizados cerca de la mitad de ellas se erosionaron o pasaron a formar parte de islas de mayores tamaños, y en esa misma proporción se formaron nuevas islas a partir de bancos.

En concordancia con lo anterior, entre 1977 y 1999 se registró una mayor proporción de bancos que desaparecieron (42%), mientras que entre 1999 y 2009 la mayoría de ellos se transformaron en islas (47%). Esto demuestra la relación directa entre la evolución de los bancos (erosión o permanencia en el cauce con una mayor probabilidad de transformarse en islas) y el caudal efectivo imperante en un período considerado.

A su vez, el análisis de la variabilidad espacio-temporal de las islas en cada uno de los 13 subtramos del río permitió, por un lado, reconocer que los procesos involucrados en la configuración de las islas no se dan con la misma asiduidad en todo el tramo medio, y por otra parte, identificar la influencia de factores y variables que actúan promoviendo ciertos procesos. En tal sentido, los más relevantes son los siguientes:

❖ Las formaciones de islas a partir de la fragmentación de islas preexistentes y por medio de la escisión de una porción de la planicie aluvial predominaron en los subtramos del río que presentan ciertas similitudes morfológicas, como estar compuestos por varios brazos del río de longitudes considerables y con ambas márgenes formadas por planicie aluvial, casi exclusivamente (subtramos 2, 5, 6, 11, 12).

❖ La generación de islas vinculada a la exageración de las ondas del thalweg se desarrolló principalmente en los segmentos con una configuración en planta definida por sectores ensanchados, en los que se forman la mayor cantidad de islas, seguidos por tramos estrechos en los que el flujo se concentra en un único cauce, más profundo. A la vez, todos los segmentos se encuentran limitados por una margen no aluvial resistente a la erosión, mientras que la otra está conformada por materiales aluviales friables (antiguas islas adosadas a la planicie, principalmente) con partes menores cohesivas (subtramos 1, 3, 8, 9 y 13).

En relación al proceso de formación de islas mencionado en el párrafo anterior, también se determinó que, de acuerdo a las características de diferentes parámetros (tabla 5.6), se originan distintos estilos de isla en cuanto a formas, tamaños, dirección del crecimiento dominante, permanencia en el centro del cauce y cantidad de islas. Por ejemplo:

❖ Las formas y el crecimiento de las islas están relacionados al tipo y dirección de migración del thalweg: si el thalweg, aparte de exagerar, se traslada hacia aguas abajo (caso Punta Rosa), la isla tiene una forma triangular con crecimiento dominante hacia esa dirección; pero si el thalweg solamente exagera su onda, la isla tiene forma de semicírculo con crecimiento dominante en su lateral con formación de bancos tipo *point bar* (caso Carlota).

❖ La formación de una sola isla o varias en forma secuencial (e.g. la zona de aguas abajo de Curtiembre) está relacionada a la facilidad del thalweg para erosionar material de la margen y así exagerar su onda más libremente a una tasa elevada.

❖ La permanencia de la isla en el centro del cauce o la posibilidad del thalweg que siga exagerando su onda están relacionadas a controles litológicos, debido a que un material resistente provoca la deformación de la onda del thalweg, la cual tiende a rotar, lo que promueve una rectificación (caso Nueva Denis). Pero además, la estabilidad de la onda del thalweg puede estar relacionada a la existencia de un direccionamiento del flujo debido a salientes de la barranca que se dirigen hacia la margen opuesta. En tal sentido, las islas tienen más posibilidades de permanecer en el

centro del cauce, aunque el thalweg tenga un ángulo de salida de casi 90° (e.g. Punta Rosa).

Por otra parte, la singularidad morfodinámica del río Paraná en el tramo medio, que combina aspectos de cauce *anabanching* y meandriforme en la escala de uno de los grandes ríos del planeta, genera una variedad de elementos geomorfológicos en sus islas que es mucho más grande que la comúnmente observable en cursos de menores dimensiones. En tal sentido, se logró diferenciar 19 geoformas (albardones s.s., derrames, cauces colmatados, albardones intracauce, espiras de meandro, bancos de acreción lateral, aguas arriba y aguas abajo; modelados por inundación, entre otros) que se vinculan entre sí y dan origen a distintas arquitecturas de islas:

- ❖ *Simples*: formadas mayoritariamente por uno o dos elementos geomorfológicos; suelen presentar una forma convexa similar al banco que le dio origen.

- ❖ *Compuestas*: son asociaciones de diferentes geoformas deposicionales, cuyas márgenes son concordantes con la traza en planta de estos.

- ❖ *Complejas*: presentan tanto márgenes concordantes como erosivas con la traza en planta de las geoformas que las integran, y una mayor diversidad de las mismas.

Esa categorización geomorfológica de las islas, combinada con los modelos multitemporales de tipo evolutivo desarrollados en este capítulo (*tabla 5.5*), brinda información de los procesos actuantes presentes y pasados, del grado de dinámica hidrosedimentológica que existe o existió en la construcción de la isla, y de la complejidad geomorfológica de esta.

En cuanto a la granulometría predominante tanto en el lecho como en el grueso del cuerpo de las islas de cauce es la de arenas medias a finas. Estas facies exclusivamente arenosas, tienen espesores que varían, de acuerdo al ambiente, entre 15 y 3 m, ubicándose desde las profundidades del thalweg en tramos ensanchados hasta las alturas del nivel de agua relacionada con el caudal efectivo imperante durante su deposición (como banco de arena, en origen).

Superpuestos a esos tamaños se encuentran en las islas sedimentos finos y arenas finas a muy finas que formaban parte de la carga en suspensión, cuyos espesores más frecuentes se encuentran entre 2 y 4 m. Estos depósitos están integrados por una diversidad de facies (13) que se asocian entre sí para construir distintos elementos geomorfológicos de las islas; cuyos arreglos sedimentarios son los tradicionales conocidos en la literatura, donde los sedimentos son el resultado del acercamiento o alejamiento de la parte energética del cauce. Sin embargo, la gran diversidad de

ambientes de las islas es propicia para que la depositación de sedimentos finos (limos, en especial) ocurra no sólo al superarse el nivel de cauce lleno, sino también en niveles muy inferiores, como en bajíos profundos como lagunas y cauces en desactivación. Precisamente, se identificaron hasta 9 m de material fino (limos y arcillas) dentro de islas originadas en el cauce principal. Esta particularidad, favorece la existencia de un amplio rango vertical donde coexisten las facies granulométricas gruesas (arenas medias) y más finas (arenas muy finas, limos y arcillas), que está determinado por las dimensiones de los elementos geomorfológicos que constituyen las islas, la mayor o menor cercanía al thalweg, y la posición relativa entre ambos factores.

Capítulo 6

CAMBIOS MORFOLÓGICOS Y CARACTERIZACIÓN MORFODINÁMICA DE LA ZONA COMPRENDIDA ENTRE CURTIEMBRE (31°27'40"S - 60°10'13"O) Y PUERTO CELINA (31°37'S - 60°19'30"O)

6.1. Introducción y objetivos del capítulo

Los capítulos previos se centraron en las caracterizaciones geomorfológicas y en el análisis sistemático e integral de los bancos de arena e islas, principalmente de sus transformaciones a través del tiempo y de los mecanismos y condiciones para su formación. En este capítulo, el objetivo es integrar esa información obtenida con la interacción del flujo de agua y sedimentos, aplicando metodología de cálculo hidráulico y de transporte de sedimentos ajustados para este sistema, combinando tecnologías modernas de medición.

Para llevar a cabo este estudio se seleccionó un sector singular del río Paraná con tasas disímiles en la evolución morfológica. Esta zona se ubica en torno a Cerrito (31°32'10"S - 60°16'20"O) (*fig. 6.1*), comprendiendo dos ensanchamientos consecutivos del río, ubicados entre la localidad de Curtiembre (31°27'40"S - 60°10'13"O) y las proximidades de Puerto Celina (31°37'S - 60°19'30"O). El primer ensanchamiento (zona Curtiembre) presenta actualmente seis islas con edades que rondan entre los 14 y los 60 años (desde que el banco comienza a vegetarse). El segundo ensanchamiento (zona Chapetón) contiene actualmente dos islas, con antigüedades muy dispares: más de 150 años la más antigua y menos de 10 años la más joven.

Por otra parte, el sitio de estudio se caracteriza por tener ciertos controles morfológicos; en el lugar identificado como Cerrito, la pared del valle presenta una saliente dirigida hacia la margen derecha en el estrechamiento, que podría estar direccionando el flujo contra la margen opuesta. A su vez, en ese estrechamiento se registraron las máximas profundidades del tramo medio del río (hasta unos 60 m bajo el nivel de aguas medias), donde el lecho está formado por un fondo irregular de rocas “duras”, del tipo de las que componen la pared del valle en la acentuada saliente de la margen izquierda (formaciones mio-pliocénicas). Además, la ubicación de Cerrito coincide con la proyección hacia el este de un resalto del perfil del valle que genera un desnivel de 1 m entre las unidades del norte con respecto al sur. Esto último también

sugiere la posibilidad de que el sector guarde otro tipo de control geológico, además del litológico (Ramonell et al., 2000).

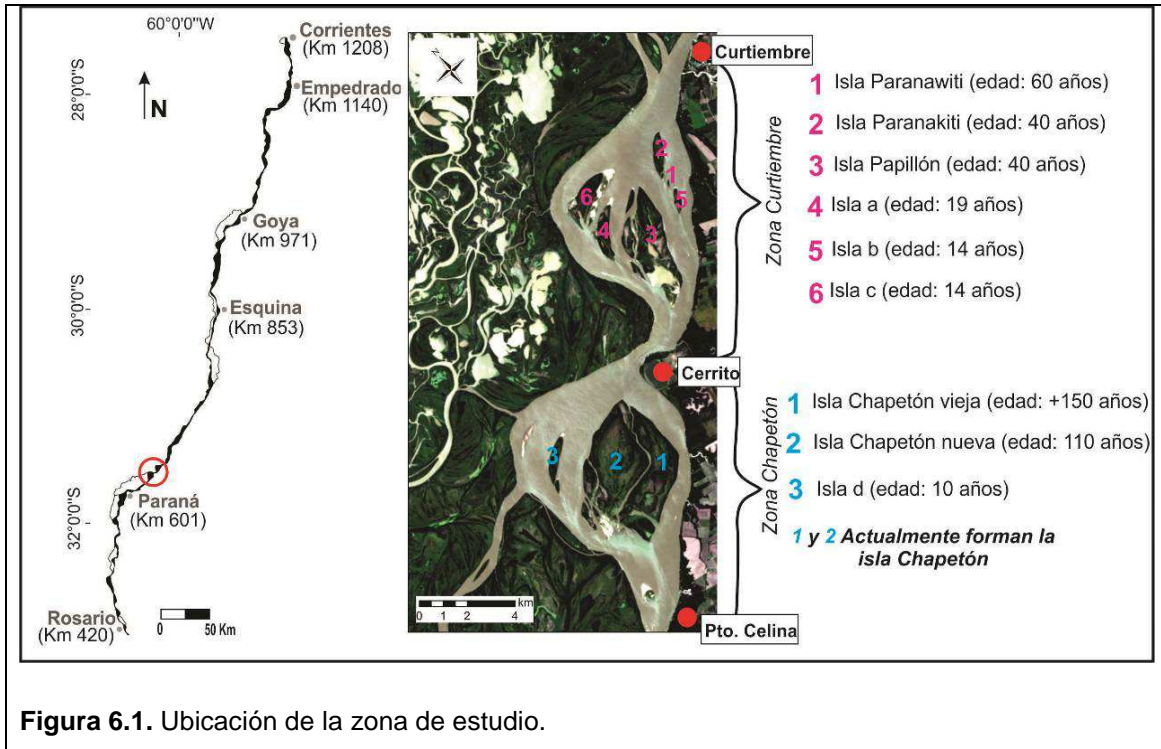


Figura 6.1. Ubicación de la zona de estudio.

6.2. Materiales y métodos

Para realizar las tareas de este capítulo se siguieron los pasos y materiales detallados en el capítulo 2 con algunas especificaciones, a saber:

1) Análisis cartográfico:

➤ Para las interpretaciones y mensuras morfológicas se utilizaron cartografías históricas de pequeña escala (lapso 1847–1946) e imágenes aéreas (1954–actualidad) (material cartográfico indicado en el capítulo 2, anexo A), usadas también para confeccionar los mapas comparativos.

➤ Para la elaboración de los mapas de detalle de los elementos geomorfológicos de las islas, se preparó una base de datos tipo GIS utilizando el programa ArcGIS 9.3 (Esri, 2009), con el que se confeccionaron los mapas de las islas que fueron seleccionadas y recorridas en el campo. Como base se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth® del año 2006.

➤ Las mediciones de volúmenes del cauce se realizaron sobre batimetrías detalladas del año 1989, producidas por la Dirección de Vías Navegables, y del año 1999, relevadas por la FICH.

Otra tarea realizada en el gabinete consistió en la actualización de valores próximos a los del caudal morfológico usando promedios quinquenales de caudales (datos de la sección de Corrientes de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación -SNRH, 2009-, los cuales se asemejan a los caudales efectivos obtenidos por Amsler *et al.* (2005).

2) Transporte de sedimentos:

La capacidad de transporte del cauce principal del Paraná se obtuvo procesando información hidráulica y sedimentológica antecedente, conformada por un aforo líquido del cauce principal en cercanías de Puerto Curtiembre (procedente de AyEE del año 1984), realizado en condiciones de aguas medias altas (de cauce lleno, específicamente); batimetrías de detalle de 1989 producidas por la Dirección Nacional de Vías Navegables y del año 1999, relevadas por la FICH; valores estadísticos de muestras del lecho obtenidas en el año 2000 por el Laboratorio de Sedimentología de la FICH; y aforos con perfilador acústico Doppler (ADP) en secciones de control de Curtiembre, Chapetón y cursos secundarios, relevadas en abril-mayo de 2009, en condiciones de aguas bajas.

La metodología usada para el cálculo de la capacidad de transporte se describe conjuntamente con los resultados.

6.3. Resultados

6.3.1. Evolución morfológica histórica

Ambos subtramos mantuvieron configuraciones morfológicas bien distintas durante la primera mitad del siglo XX, evolucionando hasta la condición de semejanza presentada en la figura 6.2.

En dichos mapas sobresale la geometría recta (en planta) del río aguas arriba de Cerrito, diferente de la forma en onda que se visualiza posteriormente (1987, 2009).

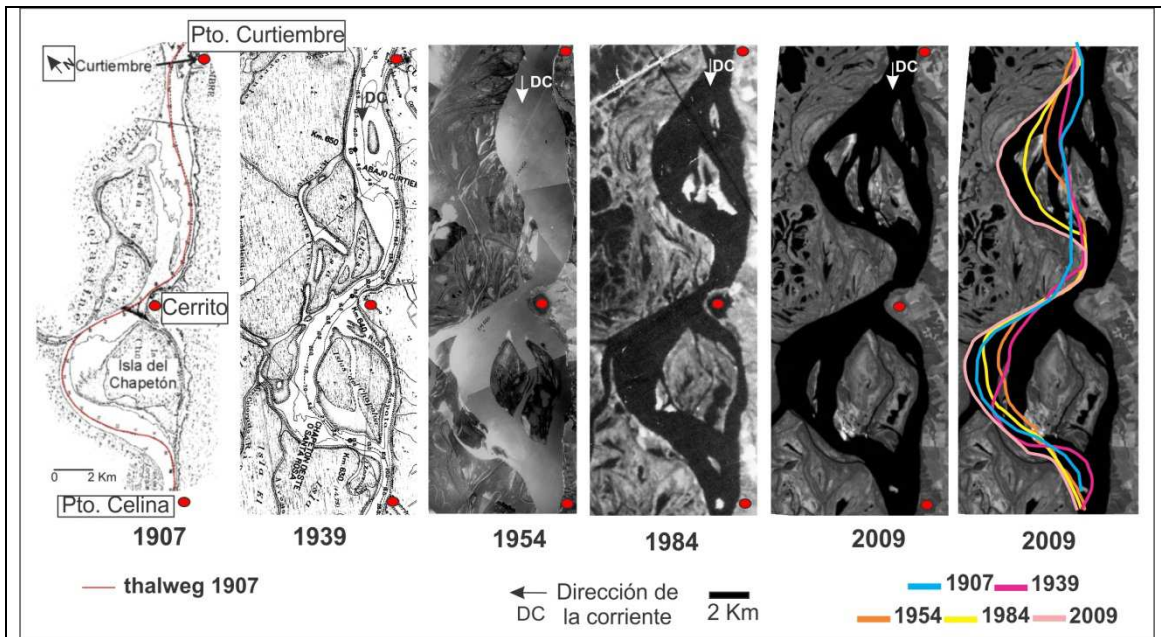


Figura 6.2. Evolución de la margen derecha de las zonas Curtiembre y Chapetón, debido a la exageración de las ondas del thalweg.

Tal como lo propusieron Ramonell *et al.* (2000), la configuración en ondas del cauce como las de 2009 (*fig. 6.2*) fue el resultado del incremento progresivo en amplitud de los meandros del thalweg hacia el noroeste, seguido por el corrimiento de la margen derecha en igual sentido (*tabla 6.1*).

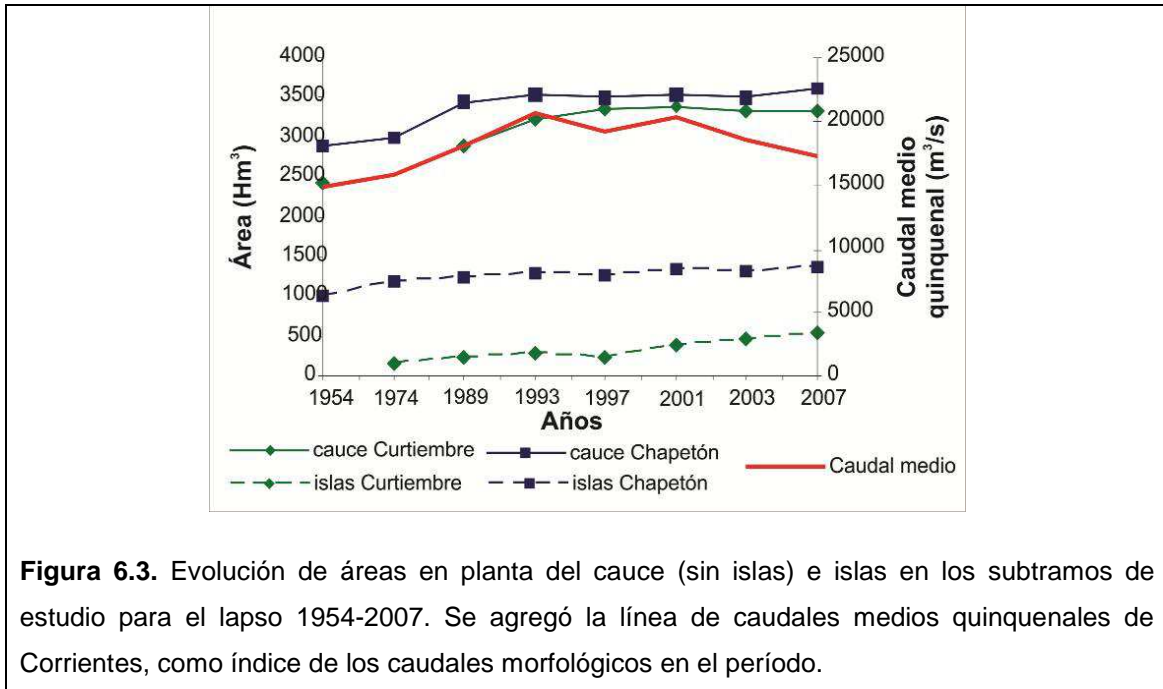
Año	Ancho máximo Zona Curtiembre (m)	Ancho máximo Zona Chapetón (m)
1908	2500	6650
1913	2500	6700
1918	2600	6650
1922	2600	6600
1943	3000	5700
1954	3470	5830
1974	4300	6300
1989	4950	6300
1993	5420	7240
1997	5670	7240
2001	5840	7320
2003	5830	7330
2007	5850	7400

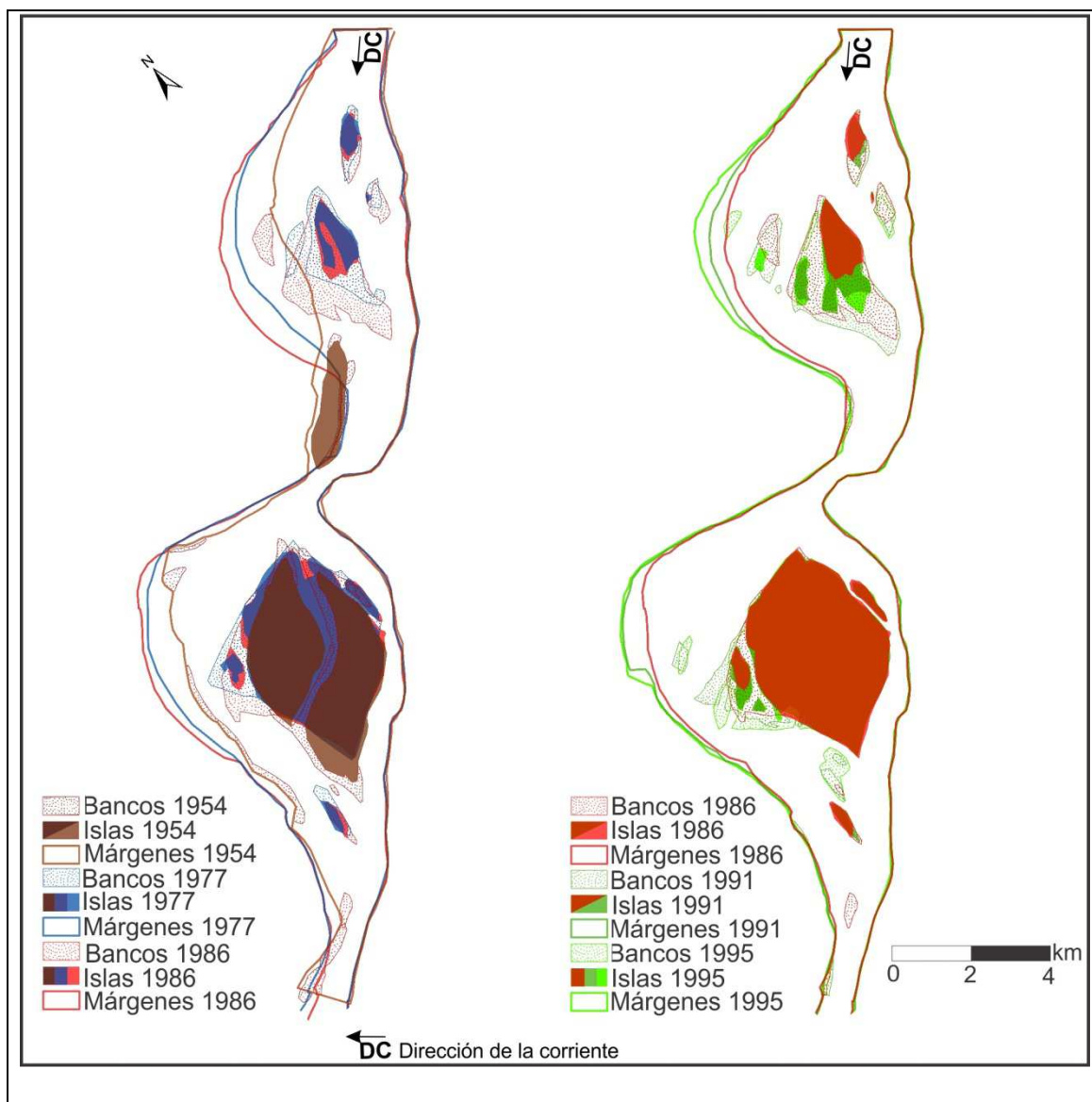
Tabla 6.1. Evolución del ancho máximo del río en los ensanchamientos de la zona Curtiembre y en la zona Chapetón. Actualización de Ramonell *et al.* (2000).

Aquellos autores resaltaron cómo el direccionamiento del flujo hacia la margen derecha que ejerce la saliente rocosa de Cerrito en el estrechamiento mantuvo siempre elevado el ancho máximo en la zona Chapetón. Sin embargo, ese mecanismo de enfilación de la corriente fue menos efectivo entre 1936 y 1965, cuando se produjo

una disminución de dicho parámetro, debido a la sedimentación en el ápice de la onda (fig. 6.2, año 1939). Por lo tanto, ellos asociaron tales cambios a la evolución de los caudales morfológicos en el siglo XX.

Otras consecuencias de esos desplazamientos fueron la ampliación de las áreas del cauce y de las islas en cada subtramo, como se aprecia en la figura 6.3. Allí se advierte la coincidencia entre la mayor tasa de expansión del área del cauce, en ambos subtramos, y el aumento progresivo del caudal medio entre las décadas del 50 y del 80. Sin embargo, el ritmo de ensanchamiento en la zona Curtiembre para ese período fue un 25% mayor, a la par de estar allí más acentuado el rol de almacenaje de sedimentos en torno a las islas, como se observa en la figura 6.4. La tasa de crecimiento de islas en el último decenio en el ensanchamiento de Curtiembre fue de 30,5 ha/año, mientras que en torno a Chapetón fue de 10 ha/año; en ambos casos, asociado a la disminución de los caudales morfológicos en ese período (fig. 6.3).





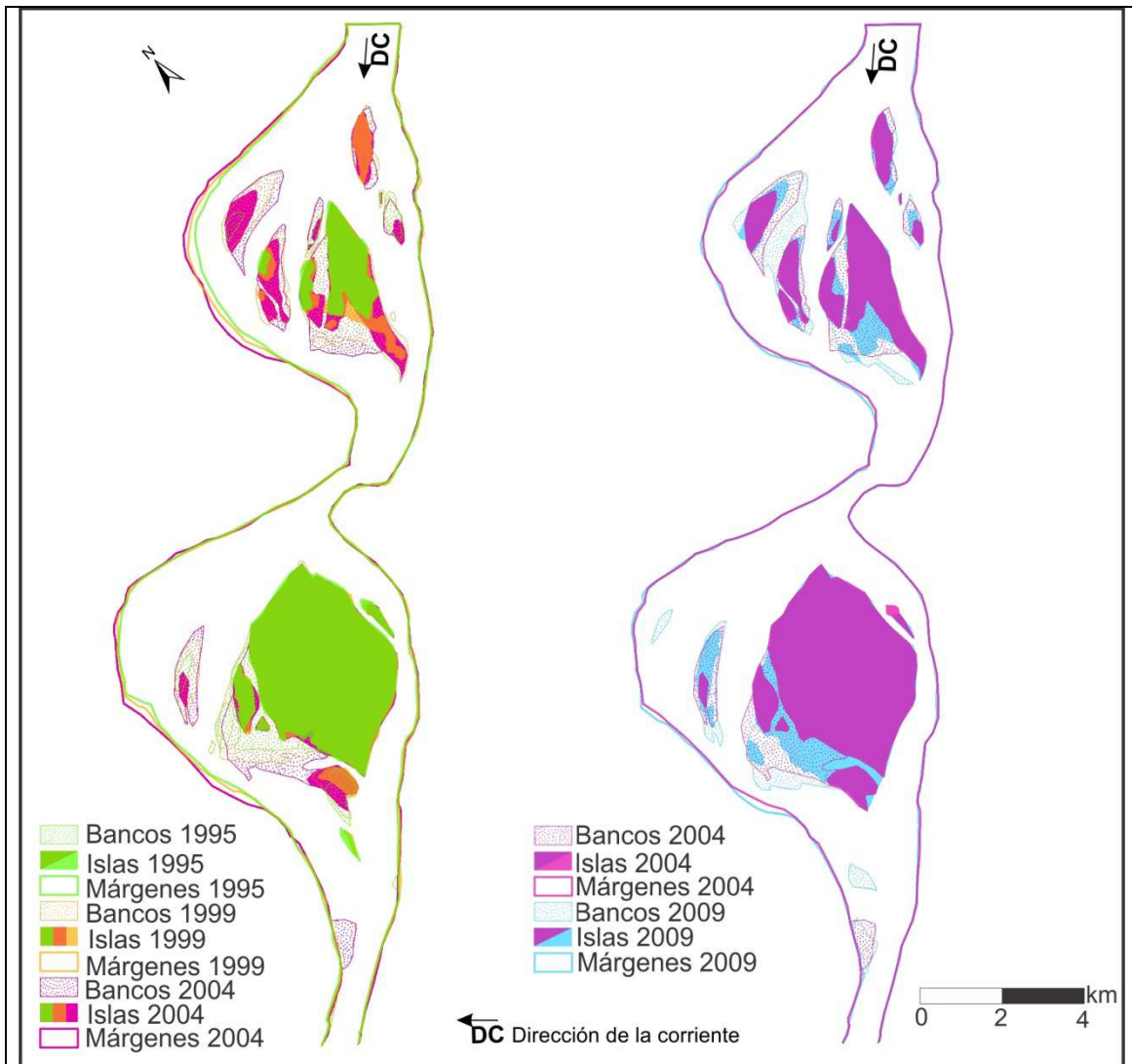


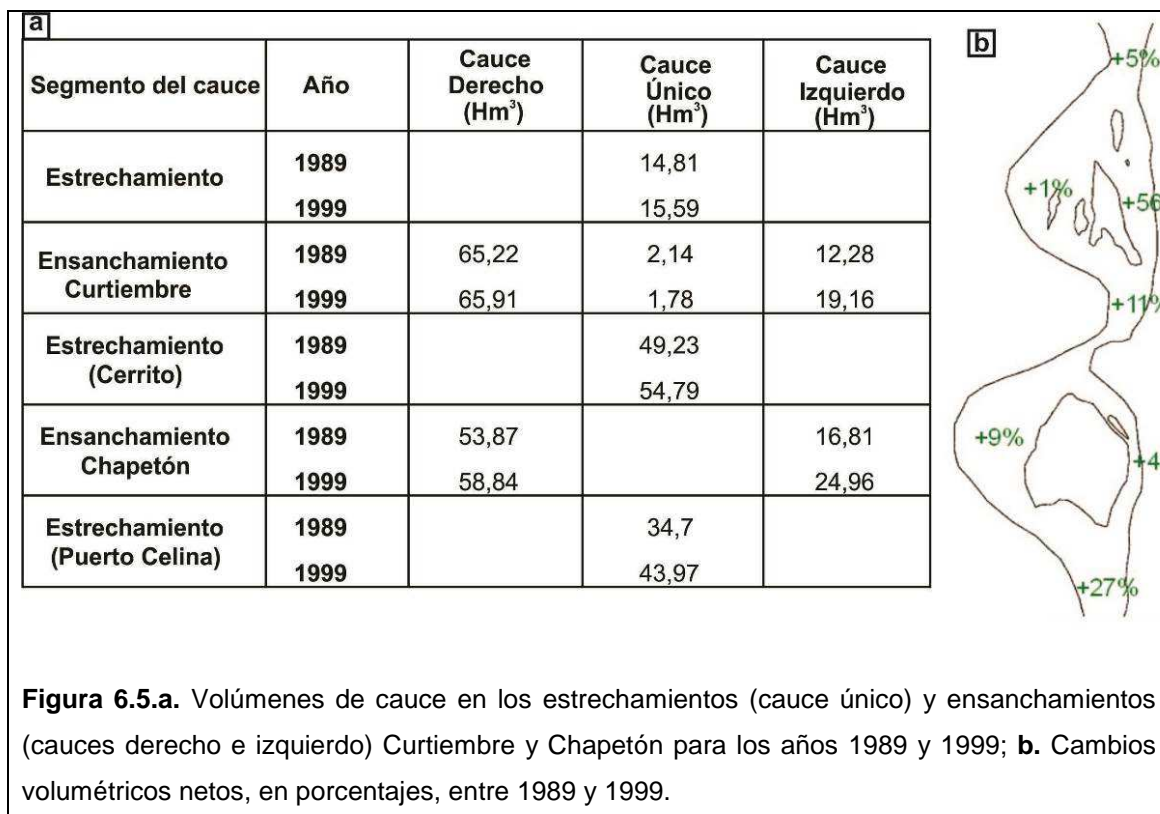
Figura 6.4. Evolución de islas, bancos y márgenes del cauce del tramo en estudio, entre 1954 y 2009.

En la figura 6.5 se muestran los resultados de las mediciones volumétricas del cauce realizadas sobre los planos batimétricos disponibles para los años 1989 y 1999. Allí se advierte que el mayor cambio de volumen se dio en los brazos izquierdos de ambos subtramos, con un aumento del 56% en la zona Curtiembre y de un 48% en Chapetón. A su vez, el brazo derecho del subtramo Curtiembre se mantuvo aproximadamente igual, mientras que el de Chapetón aumentó levemente en un 9%. En el caso de los segmentos de cauce único, se registraron incrementos progresivamente mayores siguiendo la dirección del escurrimiento.

Los brazos izquierdos en los dos ensanchamientos se caracterizan por presentar una configuración recta, mayor pendiente y mayor profundidad media para una misma longitud, en comparación con los brazos derechos que contienen el thalweg del río. Por lo tanto, esos brazos presentarían una menor resistencia al escurrimiento y una

mayor capacidad de respuesta ante aumentos de caudal al paso de crecientes, la que es beneficiada en parte por menores ingresos de sedimentos arenosos, que seguirían principalmente por la traza del thalweg y su entorno.

Esa última condición es favorecida en Chapetón por la saliente rocosa de Cerrito, que ejerce un direccionamiento del flujo hacia el brazo derecho.



6.3.2. Geomorfología y sedimentología

La figura 6.6 contiene el mapa geomorfológico de la **zona Curtiembre**, en el que se aprecia la gran diversidad de elementos geomorfológicos que componen las islas del área, teniendo en cuenta la poca antigüedad de las mismas (no superan los 60 años).

En total se identificaron 12 elementos geomorfológicos distintos: albardones s.s., albardones y derrames menores, bancos de acreción aguas arriba, aguas abajo y en flancos, derrames, lagunas con y sin sedimentos en suspensión, surcos de erosión, bancos centrales permanentes unitarios, bajíos-pantanos.

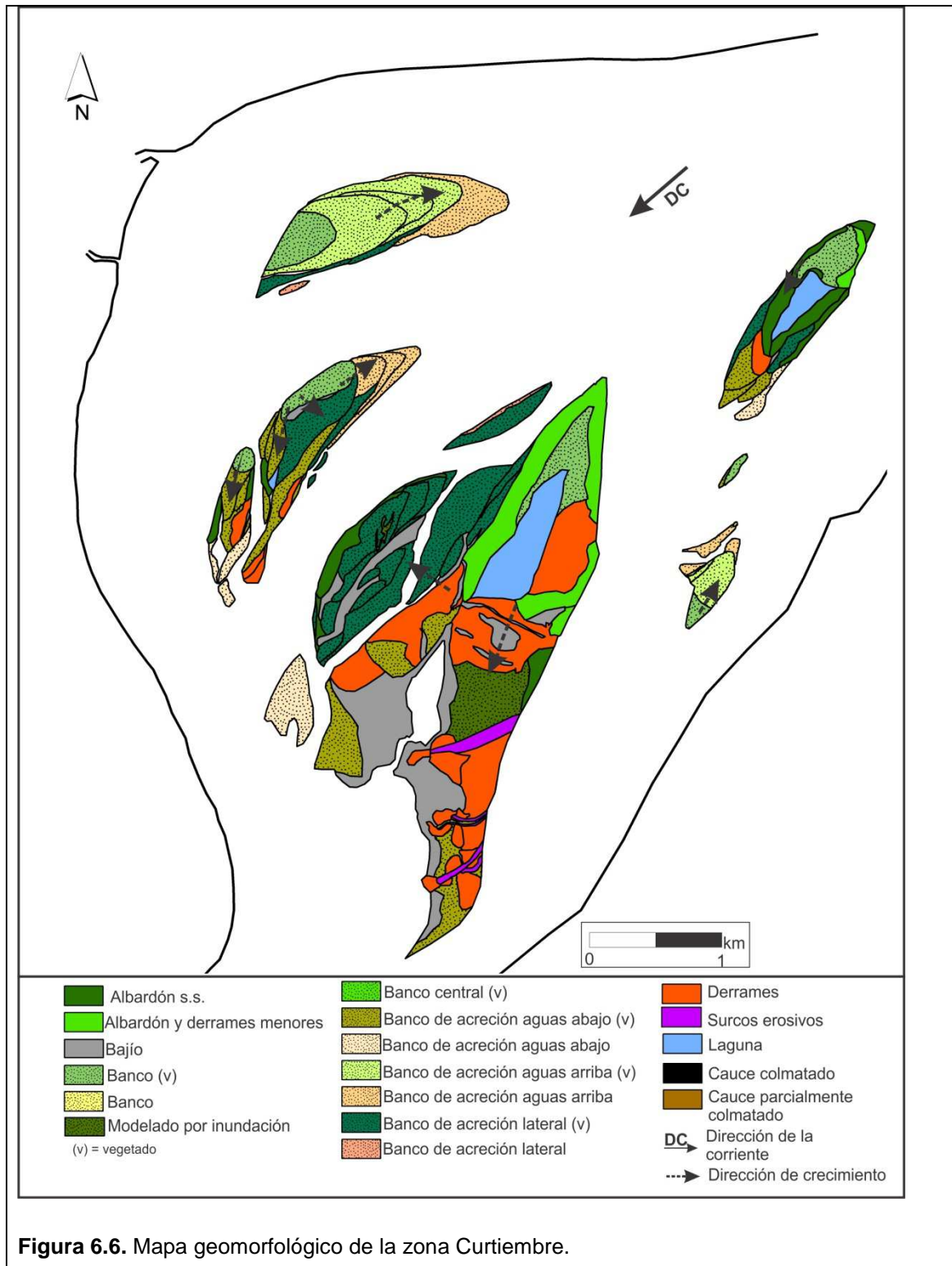


Figura 6.6. Mapa geomorfológico de la zona Curtiembre.

De acuerdo a la geomorfología, las islas de esta área corresponden a simples y compuestas. Las primeras están formadas por uno o dos elementos geomorfológicos, que en este tramo representan a las islas de menores tamaños (Paranawiti e isla *b*) y a la más joven (isla *c*) (fig. 6.2), formadas por un banco central (núcleo) que les dio origen y bancos de acreción hacia aguas arriba (isla *b* y *c*), cuyo arreglo sedimentológico es similar al banco descrito en el capítulo 4 (fig. 4.35). Por encima

del banco se deposita, a modo de carpeta, material fino (limos con arcillas subordinadas); en la isla c se registró hasta 1 m de limos arcillosos de color gris rojizo a gris negruzco, con gran cantidad de materia orgánica, dejados por las crecidas.

El resto de las islas son compuestas y presentan asociaciones de varias geoformas, cuyas márgenes son concordantes con la traza en planta de ellas. La isla compuesta que ocupa la mayor extensión y tiene la mayor diversidad de geoformas se denomina Papillón (*fig. 6.1*). Esta isla se originó a partir de un banco central permanente (complejo unitario) con forma de V (con su ápice apuntando hacia aguas arriba), que emergió en la década de 1960 y comenzó a vegetarse en la década del 70. Tiene un crecimiento dominante hacia aguas abajo (tasas de 130 m/año, actualmente continúa), y en menor proporción en su lateral oeste, mediante adosamiento de distintos bancos. En los últimos años han emergido aguas abajo de esta isla varios bancos con geometrías diversas, originados posiblemente por efecto de sombra al escurrimiento, o de remanso incluso, en este caso impuesto por el brazo derecho (que contiene el thalweg) sobre el izquierdo en el entorno de la confluencia.

La isla Papillón está formada actualmente por 10 elementos geomorfológicos, los cuales se señalan en la tabla 6.2, conjuntamente con el área que ocupa cada uno de ellos y su porcentaje con respecto al área total de la isla.

	<i>Elemento geomorfológico</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>Porcentaje del área respecto del total</i>
1	Derrames	1,15	23
2	Bajíos-pantanos	1,04	21
3	Banco de acreción lateral	0,91	18
4	Banco de acreción aguas abajo	0,58	12
5	Albardón y derrames menores	0,40	8
6	Laguna de aguas claras	0,29	6
7	Modelado por inundación	0,26	5
8	Banco central	0,17	3
9	Albardón s.s.	0,11	2
10	Surcos de desborde	0,09	2

Tabla 6.2. Elementos geomorfológicos de la isla Papillón, área y su porcentaje respecto del total.

La porción norte de la isla Papillón está compuesta por albardones y derrames menores que rodean a una gran laguna de aguas claras en su centro, presentando las siguientes particularidades:

❖ Albardones y derrames menores

Su altura está comprendida entre una mínima de 3 m y una máxima de 5 m, aproximadamente, con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná), siendo la margen este la que tiene las mayores alturas. Esto último es a consecuencia de que la margen oeste de la isla ha estado sometida, desde sus inicios, a varias adhesiones de bancos, al mismo tiempo que el brazo principal se fue alejando con una tasa promedio de 50 m por año. En cambio, la margen este siempre estuvo sometida a la dinámica del brazo izquierdo del río Paraná, reflejado, como veremos más adelante, en el arreglo sedimentario.

La figura 6.7 muestra varias fotos de la margen este, en la porción cercana a la punta de aguas arriba de la isla. En dicha imagen se advierte la continuidad lateral de sedimentos finos depositados en un ambiente pantanoso (*fig. 6.7 A*), que conforman actualmente un cuerpo de geometría tabular con base y techo neto, que suprayace al banco inicial. Por encima de ese ambiente palustre dominan principalmente las secuencias de derrames (*fig. 6.7 B*), y si bien se los puede encontrar bastante continuos en toda esta porción de la isla, se hallan en ciertos sectores discontinuidades laterales dadas por surcos de desborde, de geometría lenticular, con una superficie basal cóncava hacia arriba y techo neto a irregular. Estos surcos, por su parte, se fueron colmatando mediante el ingreso de dunas (*fig. 6.7 C*), integradas por arenas finas a medias, de color amarillento a blanquecino, con estratificación entrecruzada planar, que se distinguen por tener una orientación en dirección contraria a la del río Paraná. El límite superior de esta secuencia de derrames y surcos de desborde es en parte ondulado a irregular, y sus partes menos elevadas se hallan coronadas por sedimentos de carga en suspensión, producto de las inundaciones (*fig. 6.7 D*).

De esta manera, las elevaciones de la margen izquierda fluctúan de manera irregular, controladas de cierto modo por los surcos de desborde y derrames, que fueron construyendo el albardón. Por otro lado, la dinámica erosiva del brazo izquierdo del río es evidente en la porción superior de la secuencia de derrames, donde existen varios cuerpos lenticulares (*fig. 6.7 B2*) integrados por granulometría más gruesa que la subyacente, señalando la cercanía del cauce.



Unos metros aguas arriba de la foto 1 (fig. 6.7), se observó en detalle la sedimentología de dos perfiles naturales aflorantes separados entre sí por 5 m (fig. 6.8a). El perfil B se elevaba del nivel del agua 2,45 m, mientras que cuando se relevó el perfil A, el nivel del agua estaba 55 cm más bajo, aflorando un total de 2,85 m, de los cuales los 55 cm inferiores correspondían al banco original sobre el cual se desarrolló la isla. A su vez, en la zona del perfil A se realizó una perforación de 1,5 m, cumplimentando un total de 4,35 m (fig. 6.8b); de este total, los 2,05 m inferiores corresponden al banco de arena descrito en el capítulo 4 (banco central permanente unitario, fig. 4.14). El techo de este banco se encuentra a los 2,45 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná).

En el perfil B se reconocieron los tres ambientes deposicionales mencionados anteriormente e identificados en las fotografías de la figura 6.7, a saber:

➤ La base del perfil representa el *ambiente pantanoso* formado por encima del banco central permanente unitario. Esta secuencia está constituida por 98 cm de un coset formado por sets, de 10 a 20 cm de espesor, de limos de consistencia dura, que se diferencian por el contenido de arenas muy finas. De esta manera, se intercalan sets de color rojizo conformados por 66% de limos, 21% de arenas muy finas y 13% de arcillas, y sets de color castaño rojizo formados por 75% de limos, 12% de arenas muy finas y 13% de arcillas, presentando estos últimos en sus microfracturas depósitos de pátinas ocre, rojas y negras por la concentración de hierro metálico. Ambos sets tienen una estructura interna organizada en láminas paralelas.

➤ La fase 2, que se halla por encima de la fase anterior, corresponde a las *secuencias de derrames*. En el caso específico del perfil A, se pueden reconocer dos secuencias. La inferior está compuesta por 60 cm de arenas muy finas, levemente granocrecientes, de color castaño claro, que en los primeros cm de su base están organizadas en laminación sinusoidal que hacia arriba pasan a laminación entrecruzada tipo B (en fase) y tipo A (escalonada). Son bien seleccionadas, de simetría levemente negativa y de curtosis normal; la distribución granulométrica se muestra en la figura 6.7b. Por encima, se depositó otra secuencia de derrames de 24 cm de espesor, la cual comienza en los primeros 9 cm de su base con arenas finas, de color castaño amarillo, y una estructura interna de laminación entrecruzada tipo A. Es moderadamente seleccionada, de distribución simétrica y curtosis normal. Esta capa corresponde a un derrame arenoso que termina con una fase recesiva de la inundación, la cual tiene un

espesor de 15 cm y está compuesta por limo de color castaño, con materia orgánica en descomposición, donde se observan sin desintegración varias ramas y hojas.

➤ La fase 3 corresponde a dos secuencias de inundación más típicas para la formación de los *albardones* s.s. La inferior representa una capa de 35 cm de arenas muy finas y limos, que comienza con 25 cm de arena muy fina limosa, de laminación paralela los primeros 15, y que pasan a arenas muy finas con una laminación entrecruzada. Sobreyaciendo, se encuentra la fase recesiva de la crecida con 10 cm de limo, de consistencia dura, con materia orgánica en descomposición y ramas todavía sin desintegrarse. Por su parte, la secuencia superior corresponde a una capa de 15 cm de arenas finas a muy finas limosas, granodecreciente, que comienza con una capa de algunos cm de arenas finas, limpias, de color castaño claro, coronada por arenas muy finas limosas, de color castaño grisáceo, con materia orgánica en descomposición y bioturbación por la vegetación suprayacente. Esta última corresponde a la última entrada de sedimentos durante una crecida.

Por su lado, el perfil A, que se halla a 5 m del anterior en dirección hacia la punta de la isla, presenta las mismas secuencias deposicionales, con la diferencia de que la secuencia de inundación de *albardones* s.s. (fase 3) desaparece y las de derrames (fase 2), conformadas por arenas muy finas con laminación entrecruzada, duplican su espesor. Esto último también se ve reflejado en varias fotografías de la figura 6.7, donde se observa el relieve ondulado de los depósitos de derrames, con formación de la fase 3 en las zonas más deprimidas.

Por su parte, la porción de aguas arriba de la margen oeste de la isla (los primeros 700 m) (fig. 6.9a) sigue siendo una margen erosiva, compuesta de igual manera que la margen opuesta (este), por sedimentos palustres en su base con una secuencia de derrames por encima. Sin embargo, los derrames están conformados por una granulometría más fina. El perfil sedimentario se muestra en la figura 6.9b y c.

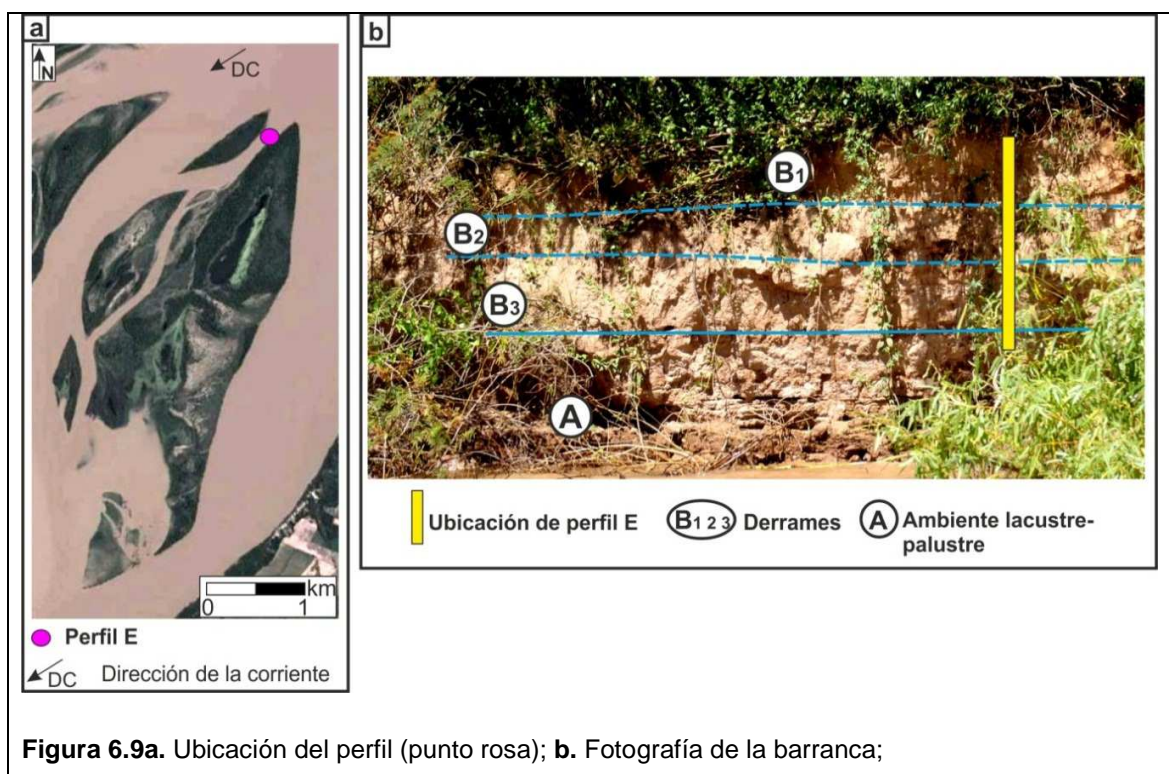


Figura 6.9a. Ubicación del perfil (punto rosa); **b.** Fotografía de la barranca;

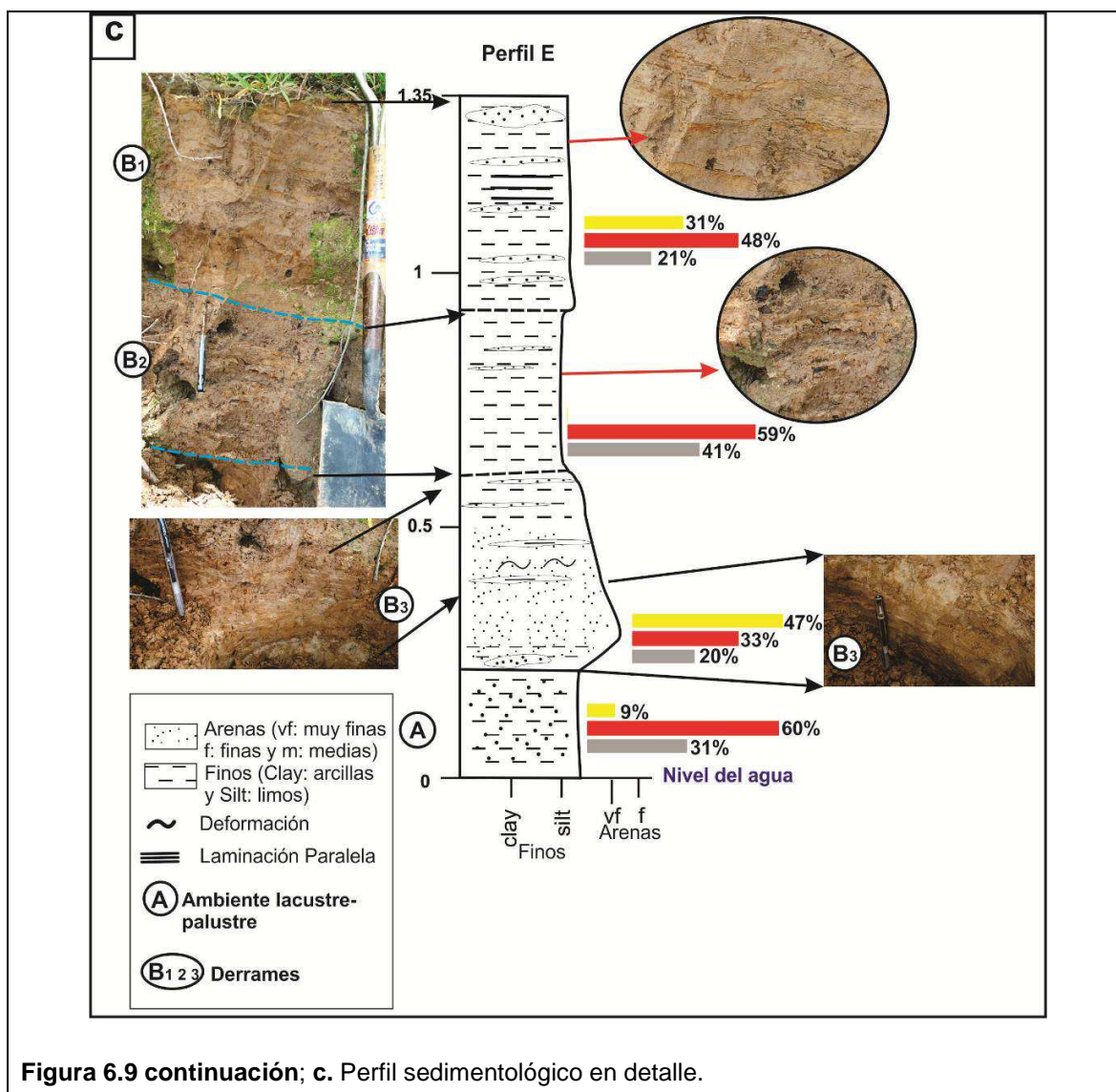


Figura 6.9 continuación; c. Perfil sedimentológico en detalle.

Por otro lado, en el capítulo 4 (pág. 110) describimos y mostramos la evolución de los bancos de acreción hacia aguas abajo que dieron origen a la porción sur de la isla Papillón (capítulo 4, fig. 4.37). Actualmente, como se advierte en el mapa geomorfológico, este sector de la isla está cubierto principalmente por derrames, los cuales están asociados a surcos erosivos. Ambos elementos geomorfológicos fueron descritos en el campo y se caracterizan por:

❖ Surcos erosivos y derrames asociados

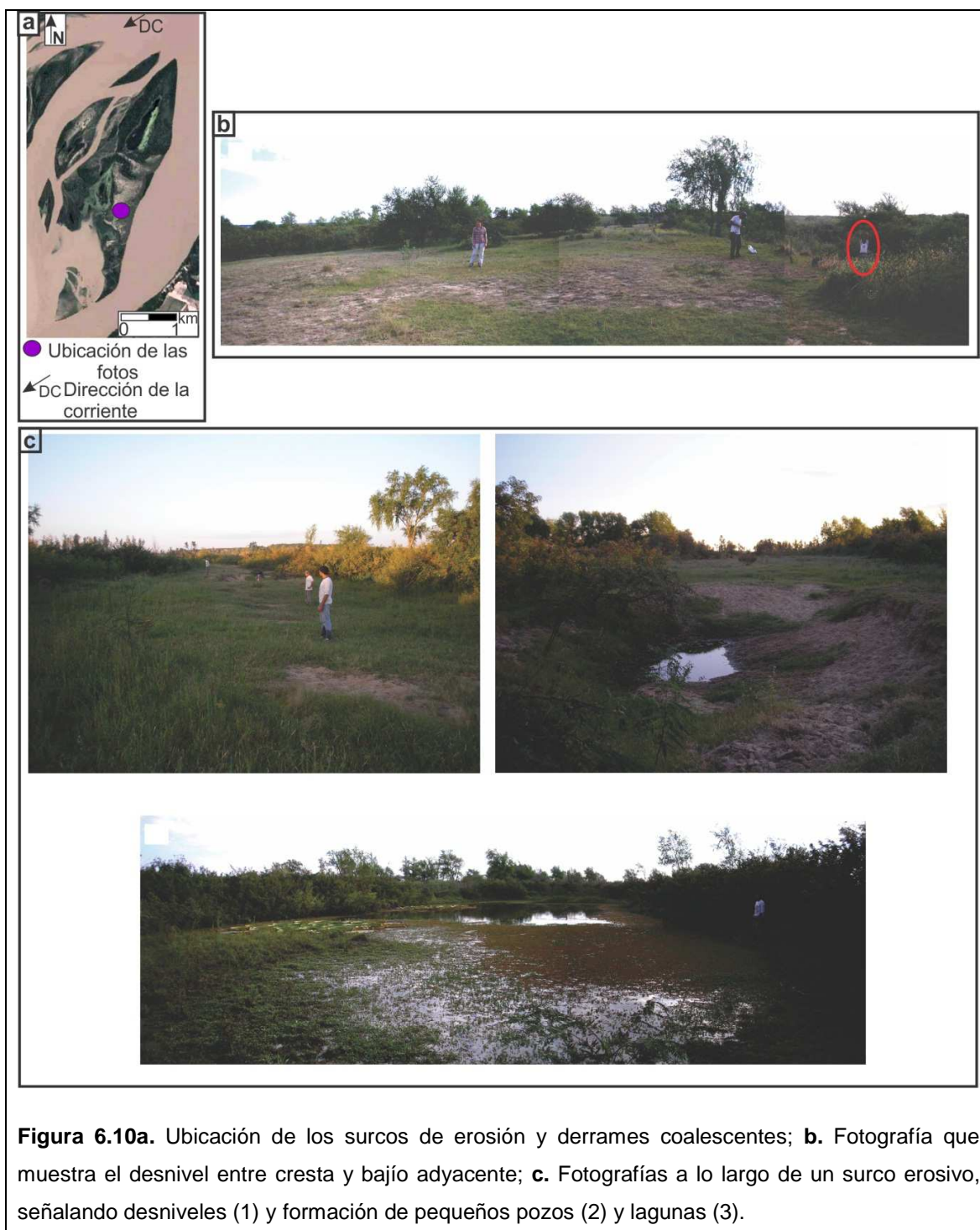
En el capítulo 4 (pág. 110) mencionamos la existencia de bajíos de orientación NE-SO y E-O, que delimitaban los bancos, los cuales han permanecido activos actuando como surcos de erosión, vinculando dos brazos del Paraná. Actualmente, estos surcos están

conformados por varios desniveles (hasta de 2 m), desde pequeños bajíos hasta lagunas (*fig. 6.10c*), los cuales se hacen cada vez menos profundos en dirección hacia el sudoeste (aguas abajo) y terminan en pequeños derrames, más similares a un delta. Se reconoce el ingreso de dunas por estos bajíos, que los han estado rellenando parcialmente.

Por su parte, toda la zona aledaña a estos surcos está conformada por grandes derrames (*fig. 6.11b*), caracterizados por tener una serie de lomadas de un ancho de entre 60 y 70 m, de cresta continua, y los bajíos entre estas lomadas se reconocen como pequeños cauces inactivos o pequeñas lagunas. Hacia el sudoeste, este relieve de lomadas continúa, pero disminuyen los desniveles, por reducción de la altura de las lomadas y porque los bajíos son menos profundos.

Se realizó una perforación con barreno helicoidal de unos 70 cm en el fondo del bajío, donde en los 15 cm superiores se hallan limos con arenas muy finas subordinadas y hacia abajo aparecen las arenas finas, las cuales son granodecrecientes, pasando a los 60 cm de profundidad a arenas medias, limpias, de color amarillento a blanquecino, con algo de ocre por óxido de hierro.

En la cresta de la lomada se realizó otra perforación de 1 m con barreno helicoidal. Los 30 cm superiores están conformados por limo con arenas muy finas de color pardo rojizo, hacia abajo los limos comienzan a disminuir, y en los últimos 50 cm ya corresponde a una arena muy fina limosa de color pardo.



En la barranca este del sector mostrado anteriormente se realizaron otras descripciones en relación al arreglo sedimentario, las cuales se corresponden con los puntos 1A y 2A (fig. 6.11).

Las observaciones sedimentológicas pudieron ser seguidas por más de 400 m a lo largo de la margen, que está ligeramente erosionada, con sectores donde la barranca se encuentra escalonada. La altura de esta, al nivel del agua en el día de las observaciones de campo, se hallaba entre los 2,5 y 3 m (HhpP 2,52 m).

Ambos perfiles se caracterizan por poseer tres ambientes, una base integrada por el banco de acreción aguas abajo, y por encima depósitos de derrames, los cuales están coronados por sedimentos finos de inundación.

En el perfil 1A se reconocen, desde arriba hacia abajo:

- Secuencia de albardón s.s., formado por una capa de 16 cm de arena muy fina limosa, de color castaño grisáceo, interestratificada en forma lenticular con arenas finas de color castaño claro a naranja por los óxidos presentes. Se caracteriza por estar deformada. Por debajo se halla otra capa de 39 cm de espesor de un coset conformado por dos sets de 7 a 11 cm de espesor de arenas muy finas limosas intercaladas con dos sets de 10 a 11 cm de arenas finas limpias. Todo el coset presenta una laminación interna paralela. Las capas de arenas finas representan el inicio de una inundación que termina con las arenas muy finas limosas.

- Depósito de derrames que subyace a la fase anterior, formado por dos secuencias. La superior tiene 74 cm de espesor y está compuesta por limos y arenas muy finas, de color castaño, interestratificados en la parte superior, con estructura interna de laminación paralela. Hacia abajo aumenta el contenido de las arenas muy finas, pasando a una estructura flaser. En su base, vuelven a aumentar los limos de color castaño rojizo y laminación paralela, los cuales contienen algunos lentes de arenas medias limpias, de color castaño claro, que dominan los últimos 20 cm. Es una secuencia en general granodecreciente, representando distintos ambientes del depósito de derrame. Las arenas medias, friables, son las que se erosionan más fácilmente, formando el escalón en la barranca. A su vez, la secuencia inferior está integrada por 47 cm de limo color gris y de consistencia blanda, estratificado en forma ondulosa con arenas finas a medias, moderadamente bien seleccionadas, de color castaño claro. Los limos presentan una laminación paralela y pueden estar interestratificados con láminas de arenas muy finas, que en ocasiones presentan una deformación convoluta, mientras que las arenas finas a medias tienen una laminación entrecruzada tipo A. El ambiente sedimentario de esta última capa corresponde a la parte más profunda del derrame.

➤ Banco de acreción aguas abajo, formado por un set de arenas finas a medias, moderadamente bien seleccionadas, de color pardo claro. El set está compuesto por varias capas de 15 a 20 cm de espesor con estratificación entrecruzada, formadas por migración de dunas.

El sitio 2A se encuentra a 200 m hacia el sur del perfil anterior, y su secuencia sedimentaria es casi la misma, con la diferencia de que la barranca no presenta el escalón tan marcado y el banco de acreción aguas abajo de la base se halla aflorando.

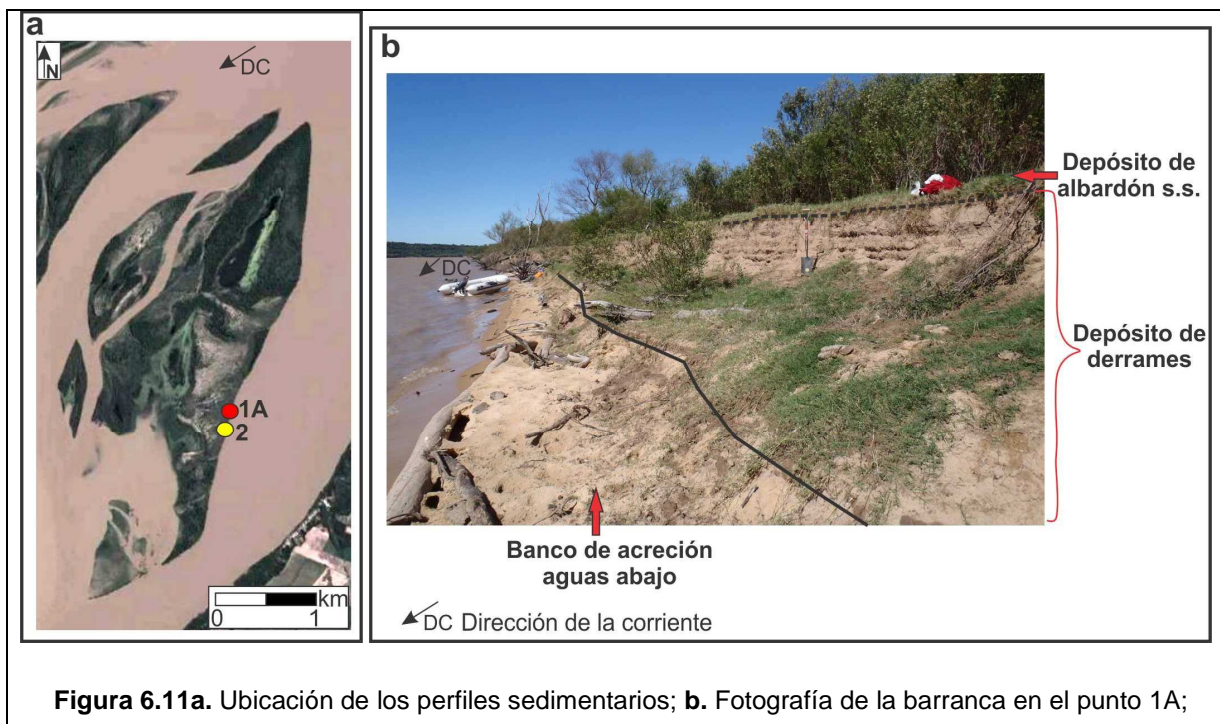


Figura 6.11a. Ubicación de los perfiles sedimentarios; **b.** Fotografía de la barranca en el punto 1A;

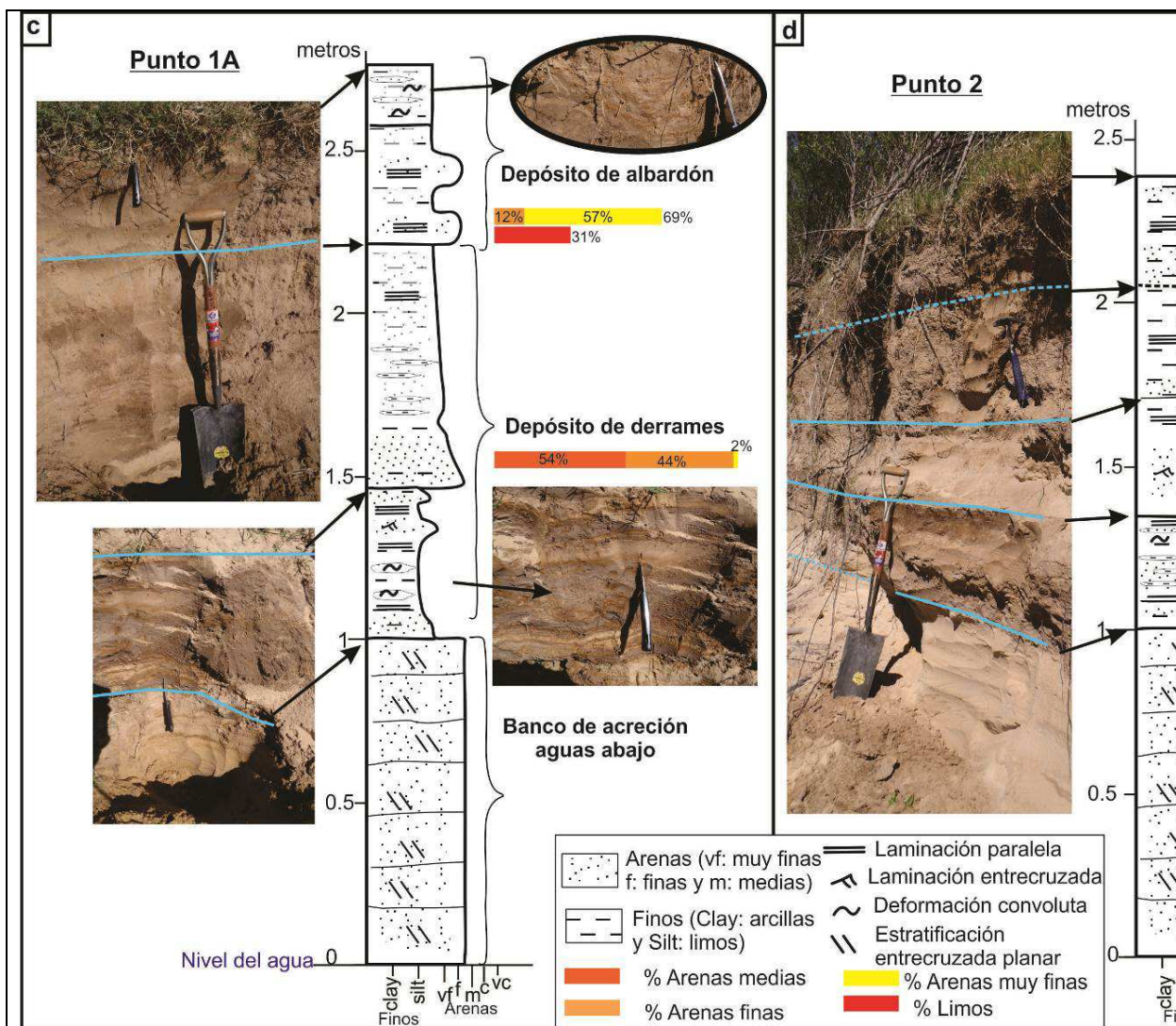


Figura 6.11 continuación; c. Perfil sedimentario en detalle del punto 1A; **d.** Perfil sedimentario en detalle del punto 2.

Otra geoforma que también se halla ampliamente distribuida en este sector sur de la isla se corresponde con los bajíos–pantanos. La génesis de estos puede ser muy variable; en el caso de esta isla, encontramos tres modos distintos de formación, uno de ellos relacionado a los propios desniveles que tienen los bancos cuando emergen o se van adosando entre sí (referidos en el capítulo 4), los que suelen permanecer como tal cuando se desarrolla la isla debido a que allí se sigue concentrando el agua de inundación. Otra forma de originarse un bajío está vinculada a los derrames; en tal sentido, la figura 6.12a muestra cómo la formación de dos derrames contiguos dejó en el medio una zona más baja, la cual tuvo una mayor posibilidad de concentrar el agua. Por último, están los bajíos que en la isla Papillón ocupan la mayor superficie, y que se formaron rodeando el área que quedó entre ambos bancos de acreción aguas abajo (fig. 6.12b), justamente en una zona de sombra, propicia para la sedimentación de finos y el crecimiento de plantas palustres.

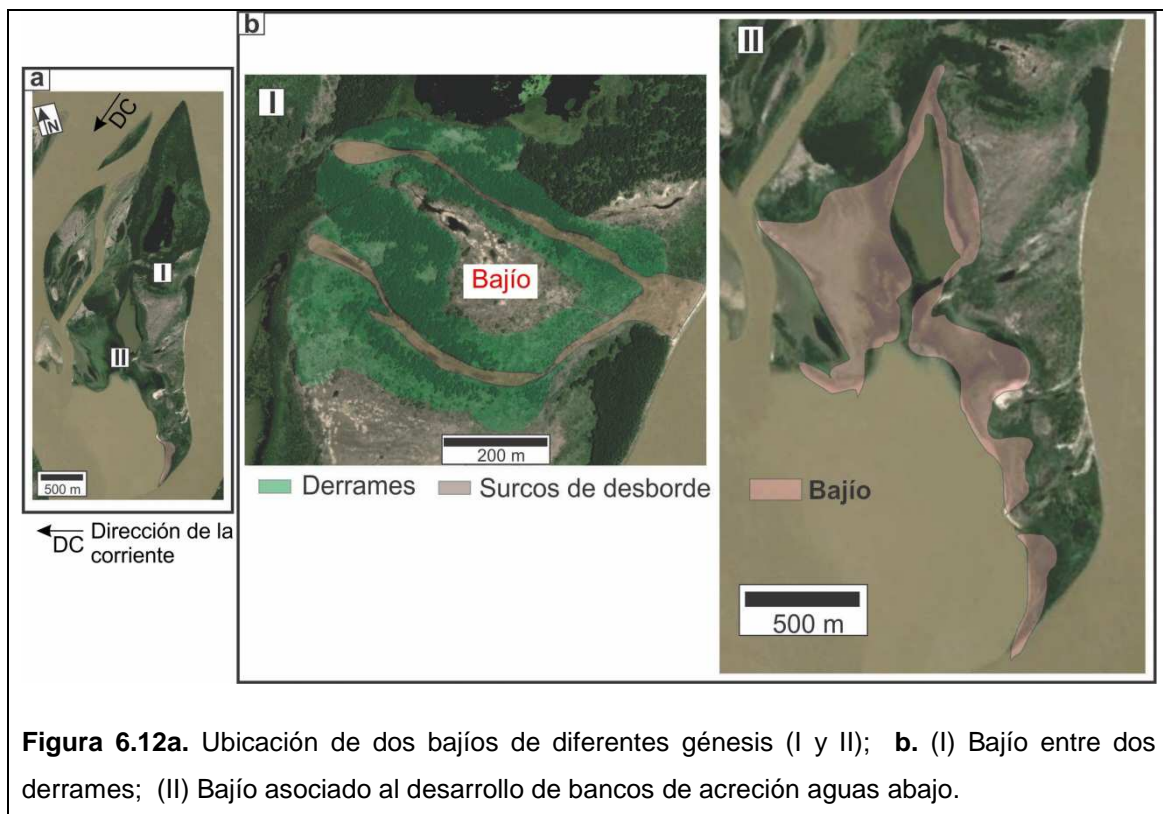


Figura 6.12a. Ubicación de dos bajíos de diferentes génesis (I y II); **b.** (I) Bajío entre dos derrames; (II) Bajío asociado al desarrollo de bancos de acreción aguas abajo.

Por último, se encuentran los albardones s.s., que si bien no ocupan la misma extensión que las geoformas descriptas anteriormente, pueden presentarse en algunos sectores, sobre todo en la margen oeste de la isla Papillón, los cuales se desarrollaron por encima de los bancos de acreción lateral.

Zona Chapetón

En esta área del río (*fig. 6.1*) existen actualmente dos islas, una simple (isla *d*) y una compuesta (isla Chapetón). La isla simple está conformada por un banco central permanente y una sucesión de bancos de acreción hacia aguas arriba, cuyo arreglo sedimentológico se muestra en el capítulo 4 (*fig. 4.35*). A su vez, en los últimos cinco años se registraron depósitos de hasta 60 cm de material fino (limos con arcillas subordinadas) dejados por las últimas crecidas.

Por su parte, la isla Chapetón está integrada principalmente por dos grandes islas, una de más de 150 años de antigüedad y la otra de 110 años, separadas por un pequeño riacho (arroyo Chapetón) de patrón recto, con un ancho medio actual de 60 m (un tercio menos que hace 40 años) (Marchetti y Ramonell, 2014). Esta isla se desarrolló de un modo parecido al propuesto por Drago (1973, pág. 36-37), aunque, más específicamente, se considera que la sedimentación de la porción de la isla de 110 años habría ocurrido a partir de un núcleo original en forma de V (con vértice hacia aguas arriba), en torno al cual se adosaron bancos de acreción aguas arriba y en sus laterales; estos últimos están separados entre sí por canales menores, que suelen tener en sus extremos bancos de desembocadura. Aguas abajo de esta isla (del mismo modo que aguas abajo de la isla Papillón), hay bancos con geometrías diversas, originados por efecto de sombra al escurrimiento, o de remanso, impuesto por el brazo derecho (que contiene el thalweg) sobre el izquierdo, en el entorno de la confluencia.

En total, se diferenciaron en la isla Chapetón 13 elementos geomorfológicos (*fig. 6.13*), de los cuales cinco corresponden a bancos (adosados en laterales, aguas arriba, aguas abajo, de desembocadura y centrales unitarios), casi todos actualmente vegetados. Las otras geoformas que poseen las islas son: albardones s.s., albardones y derrames menores, cauces colmatados (paleocauces), bajíos-pantanos, modelado por inundación, cauces parcialmente colmatados y lagunas con sedimentos en suspensión.

La tabla 6.3 enumera las áreas que cubre cada tipo de elemento geomorfológico en la isla compuesta Chapetón, conjuntamente con el porcentaje del área que cubre en la isla.

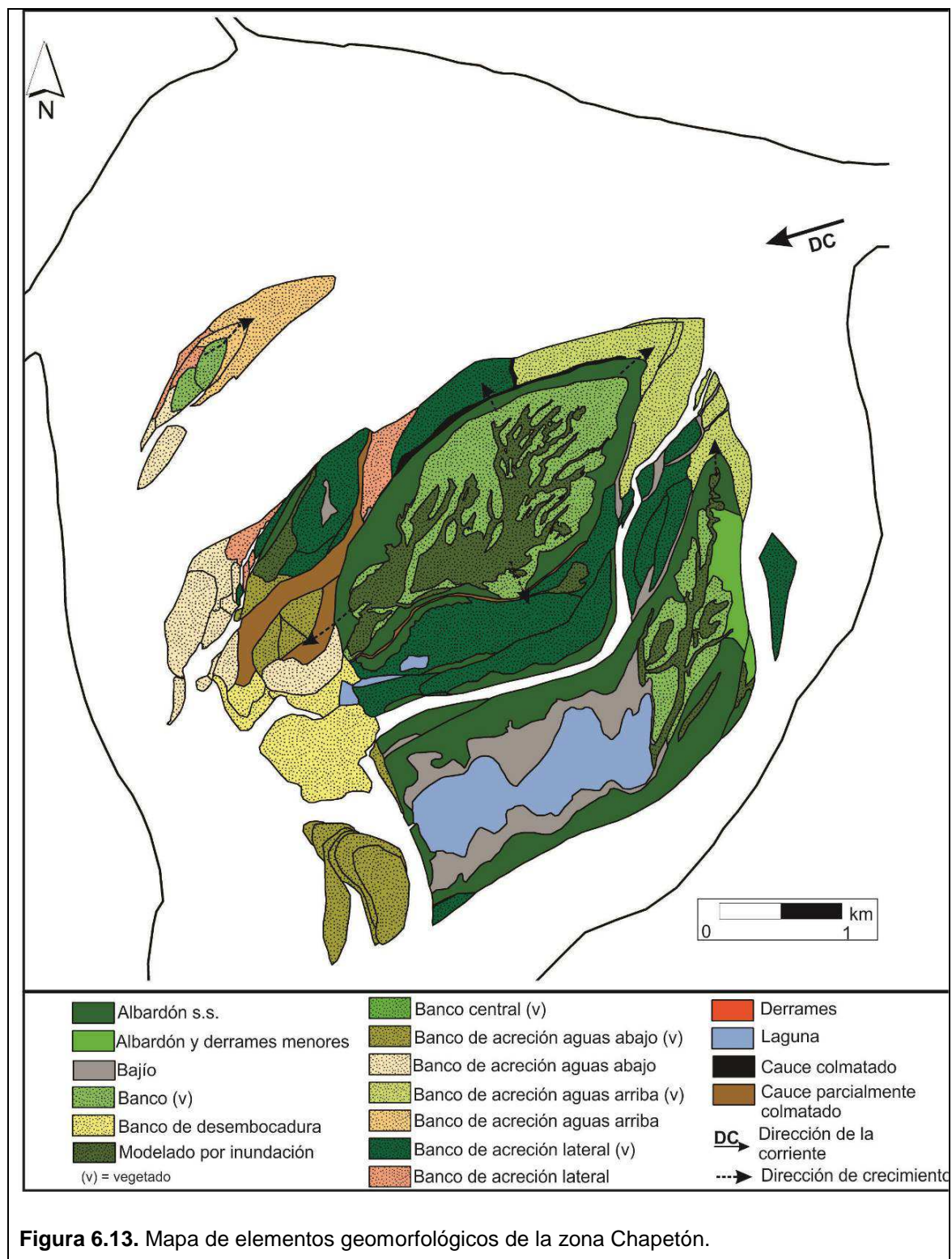


Figura 6.13. Mapa de elementos geomorfológicos de la zona Chapetón.

	Elemento geomorfológico	Área (km ²)	Porcentaje del área respecto del total
1	Albardón s.s.	2,90	18,7
2	Banco de acreción lateral	2,83	18,3
3	Banco central	1,79	11,6
4	Banco de acreción aguas abajo	1,65	10,7
5	Modelado por inundación	1,55	10,0
6	Laguna	1,11	7,2
7	Bajíos-pantanos	0,99	6,4
8	Banco de acreción aguas arriba	0,97	6,3
9	Banco de desembocadura	0,66	4,3
10	Cauce	0,39	2,5
11	Cauce parcialmente colmatado	0,34	2,2
12	Albardón y derrames menores	0,24	1,5
13	Cauce colmatado	0,06	0,4

Tabla 6.3. Elementos geomorfológicos de la isla Chapetón, área y su porcentaje respecto del total.

Los elementos geomorfológicos más representativos de esta isla corresponden a:

- ❖ Albardón s.s., tras albardón, pantano y laguna interna

El sitio de descripción se indica en la figura 6.14a, y corresponde a la mitad sur de la margen este de la isla Chapetón, siendo actualmente una barranca erosiva, con una antigüedad de más de 150 años. La figura 6.15 muestra la evolución de toda la margen desde 1954 hasta 2009, en la cual se advierte que, mientras la mitad norte, entre las décadas del 50 y del 80, fue mayormente agradacional, cambiando a erosiva a partir de la década del 90 hasta la actualidad, la mitad sur siempre fue erosiva, con una tasa más elevada entre 1954 y 1986 (5,6 m/año) con respecto a los últimos 25 años (2,4 m/año).

El albardón s.s. en el sitio de estudio tiene una altura de casi 5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná) y un ancho medio de 160 m. La zona del albardón está colonizada por bosques de dosel pluriespecífico: timbó blanco (*Albizia inundata*), laurel (*Nectandra angustifolia*), ingá (*Inga uruguensis*), sangre de drago (*Croton urucurana*) y seibo (*Erythrina crista-galli*), que conforman los estratos arbóreos del bosque. A unos 30 m de la costa existen irregularidades de aproximadamente 10 m de ancho, 20 de largo y unos 50 cm de alto, las cuales se uniformizan a medida que desciende la pendiente del albardón hacia la laguna interior; son depósitos de arenas finas, que al parecer se formaron como sombra de los árboles.

Por detrás del albardón, el cual tiene una pendiente de 0,006, se desarrolla un ambiente palustre donde domina el capín (*Echinochloa crus-galli*) y luego se encuentra una gran laguna interior con sedimentos en suspensión, siendo la diferencia de altura entre el albardón y la zona palustre de 1 m aproximadamente. La figura 6.14b ilustra estos ambientes, y sus límites están reflejados no sólo por cambios en la altura sino por cambios en la vegetación.

El sitio de descripción sedimentológica de estas geomorfologías es el punto rosa de la figura 6.14c, donde se observó un perfil natural, correspondiente a la barranca erosiva, que se eleva desde el nivel del agua 2,5 m (HhpP: 1,9 m). A su vez, se realizó una perforación a 40 cm sobre el nivel del agua sobre una plataforma resistente, llegando hasta los 3,7 m de profundidad, perdiendo los 40 cm inferiores, que correspondían a una arena gruesa de color amarillento blanquecino, del banco que dio lugar a la sedimentación suprayacente. En total se describen 5,4 m, que representan cuatro ambientes deposicionales distintos (fig. 6.14c).

La base de la perforación está compuesta por arenas medias a finas con estratificación entrecruzada planar y limitada por laminación horizontal de alta energía, que representa el techo del banco. Sobre lo anterior se depositaron sedimentos finos (arenas muy finas limosas con arcillas subordinadas), con bioturbación, es decir que desarrollaron vegetación, con laminación paralela correspondiente a un ambiente de baja energía, aunque con presencia de capas centimétricas de arenas finas que indican la existencia de una entrada de sedimentos con mayor energía. Esta secuencia está deformada por sobrecarga. Sobreyace una sedimentación de finos propia de un ambiente de muy baja energía, donde sólo la carga en suspensión entraba, con aumento de arcilla hacia arriba, lo que indica un ambiente más palustre-lacustre hacia el techo, que termina en una secuencia de albardón s.s., con arenas muy finas limosas, de coloración naranja, debido a la homogeneización de los pigmentos férricos, denotando su antigüedad.

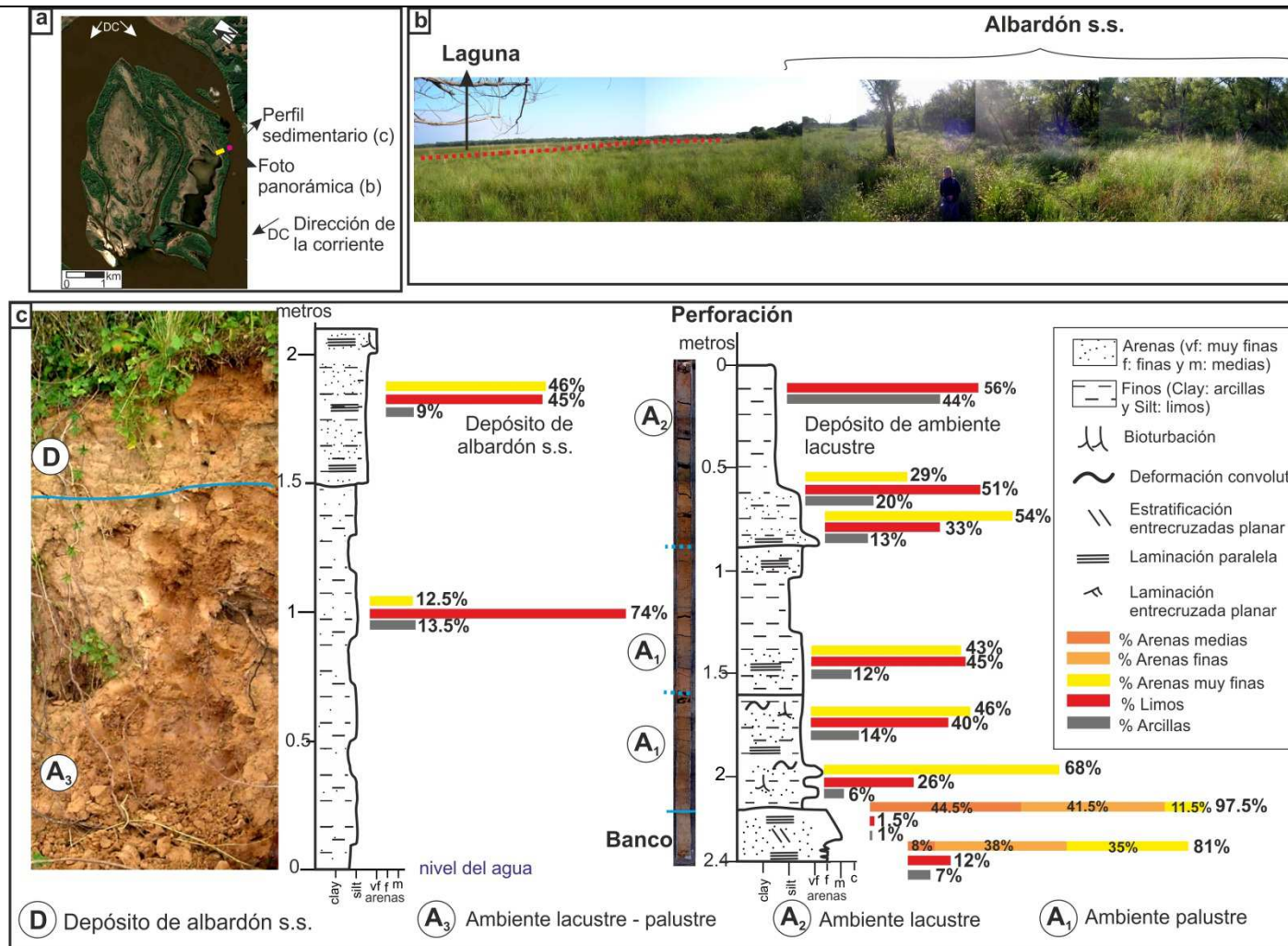
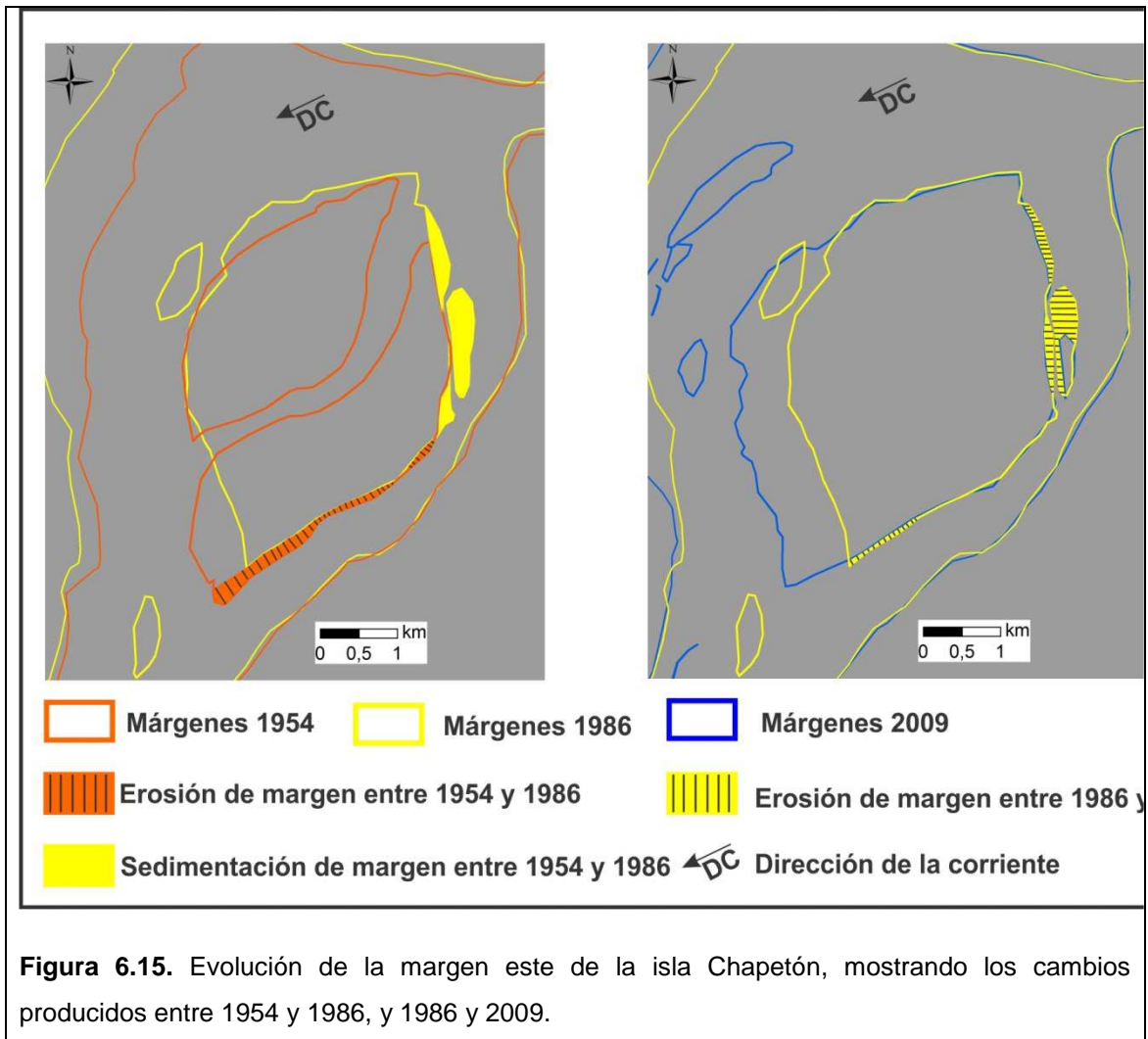


Figura 6.14a Ubicación del perfil sedimentario (punto rosa) y de la foto panorámica (línea amarilla); **b.** Fotografía panorámica que muestra el pasaje del albardón al ambiente lacustre por detrás; **c.** Perfil sedimentológico de la barranca.



Por otro lado, el albardón que le sigue en edad al descrito anteriormente es el que se encuentra sobre la margen oeste de la isla Chapetón (*fig. 6.16b, año 1954, trazas rojas*), actualmente rodeado por bancos que emergieron en la década del 60. Este albardón se caracteriza por tener una altura de 4,5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná), y sustenta una vegetación arbórea de gran diámetro, como puede notarse en la figura 6.16c, que corresponde a un bosque dosel pluriespecífico. En el sitio se realizó una pequeña perforación con barreno helicoidal de 165 cm, sin poder profundizar más debido a la gran compactación del sedimento. Los 125 cm superiores están compuestos por una interestratificación de limos (con arcillas y arenas subordinadas) de color pardo rojizo (54% de limos, 25% de arcillas y 21% de arenas) y arenas muy finas limosas (con arcillas subordinadas) de color naranja (42% de arenas, 36% de limos y 22% de arcillas). Mientras que los últimos 40 cm contienen limos arcillosos (56% de limo y 44% de arcillas) con materia orgánica, de color pardo rojizo con muchos ocre y motas negras.

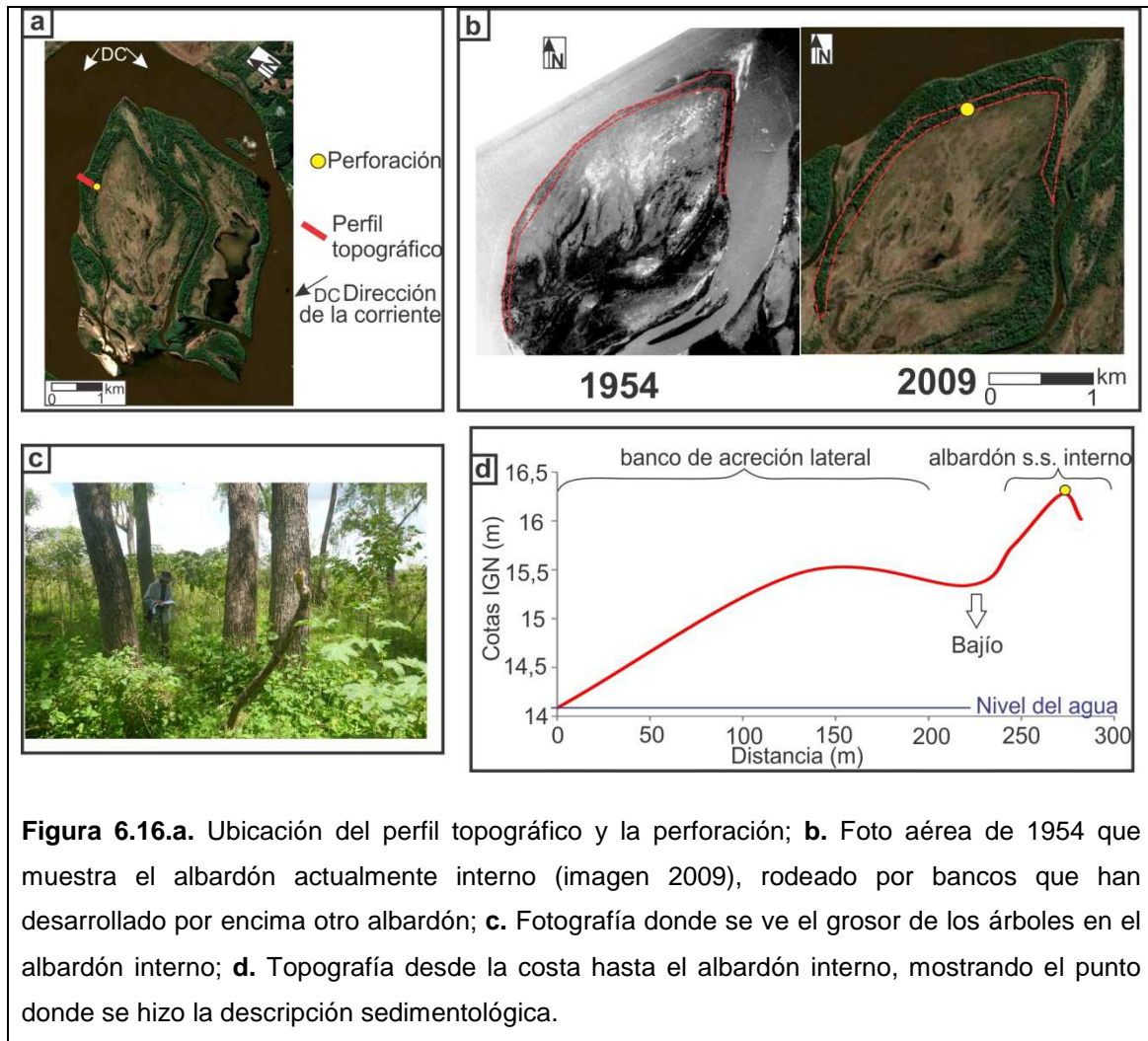


Figura 6.16.a. Ubicación del perfil topográfico y la perforación; **b.** Foto aérea de 1954 que muestra el albardón actualmente interno (imagen 2009), rodeado por bancos que han desarrollado por encima otro albardón; **c.** Fotografía donde se ve el grosor de los árboles en el albardón interno; **d.** Topografía desde la costa hasta el albardón interno, mostrando el punto donde se hizo la descripción sedimentológica.

El albardón anterior bordea el elemento geomorfológico denominado modelado por inundación, presentando las siguientes características:

❖ Modelado por inundación

El modelado por inundación se produce a partir del retrabajamiento del escurrimiento superficial sobre bancos emergidos, exagerando sus desniveles y promoviendo la formación de varios bajíos por donde se concentra el agua de superficie, lo cual origina una topografía irregular.

Esta geoforma, que en la isla Chapetón se corresponde con el 10% de su área, puede ser analizada a partir del año 1954 (*fig. 6.2*), donde se advierte que los bancos que dieron origen a esta parte de la isla a comienzos del siglo XX estaban en contacto directo con el brazo principal del río, siendo esta margen sumamente afectada por las crecidas.

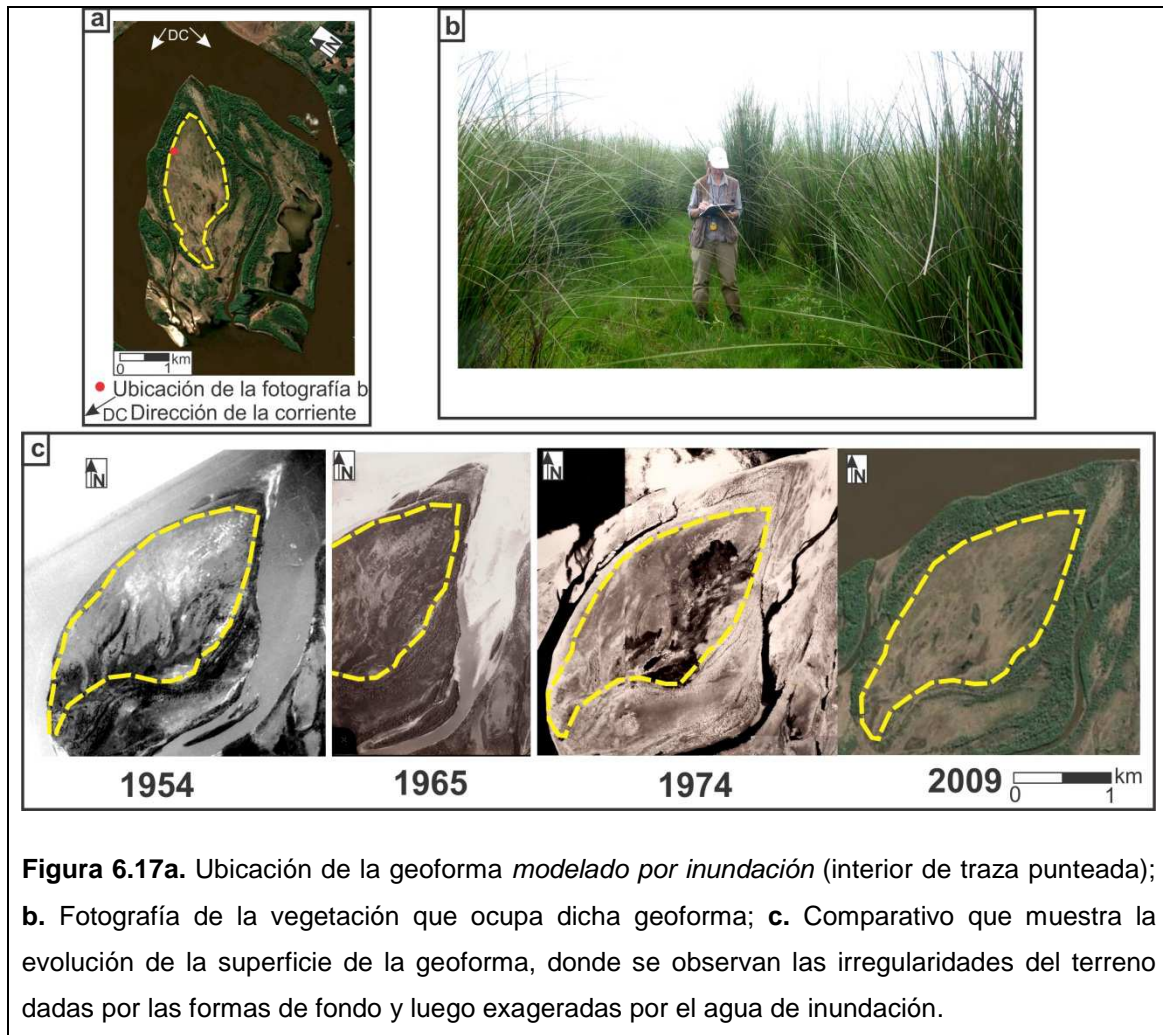
Tanto en la foto aérea del año 1954 como en la de 1965 se aprecia una topografía muy irregular donde se pueden observar todavía las formas de fondo (*trenes de*

dunas, fig. 6.18c), conjuntamente con las morfologías originadas por el modelado por el escurrimiento del agua superficial (bajíos alargados y zonas más altas de geometría variable).

Actualmente, si bien este elemento geomorfológico se halla rodeado por albardones anchos (de aproximadamente 400 m) que sustentan mucha vegetación, la cual les da cierta protección ante la dinámica directa del río, se siguen advirtiendo muy claramente las mismas morfologías que en los años 1954 y 1965, a excepción de las formas de fondo, que se han disipado.

La figura 6.17b muestra una fotografía de la zona que está completamente cubierta por pajonales de hasta 2 m de alto, lo cual dificulta caminar por ese sector, pero claramente los desniveles son sólo de unos pocos centímetros (alrededor de 30) en la porción norte, aunque lo suficiente para que ya existan bajíos con agua. En la zona se realizó una perforación somera de 1 m. Los primeros 50 cm están compuestos por limos con arenas muy finas subordinadas, de color pardo rojizo y materia orgánica dispersa, mientras que los 50 cm inferiores están integrados por limos de color pardo rojizo, con muchos ocre y materia orgánica dispersa, caracterizados por tener una alta plasticidad.

Por otra parte, los registros de perfiles geotécnicos antecedentes realizados en este elemento geomorfológico muestran que en los sectores topográficamente más bajos (cotas IGN entre 10 y 11 m) los sedimentos finos (limos y arcillas) tienen un espesor de entre 2 y 2,5 m, mientras que por debajo siguen otros 2 a 2,5 m de arenas muy finas a finas limosas, las cuales sobreyacen a las arenas medias del banco. En cambio, las zonas topográficas más altas de esta geoforma (cotas IGN entre 13 y 14 m) están formadas por 8 m de arenas medias a finas interestratificadas con limos, con algunos lentes de arenas medias a gruesas de 1 m de espesor. Por debajo siguen las arenas medias a finas amarillas del banco. Los desniveles máximos son de hasta 4 m.



Retomando los albardones s.s., los otros tres sitios donde también fueron encontrados están vinculados a bancos de acreción aguas arriba y bancos de acreción lateral cuyas antigüedades son menores a los 40 años, correspondiendo:

❖ Banco de acreción aguas arriba con albardón s.s. sobreimpuesto

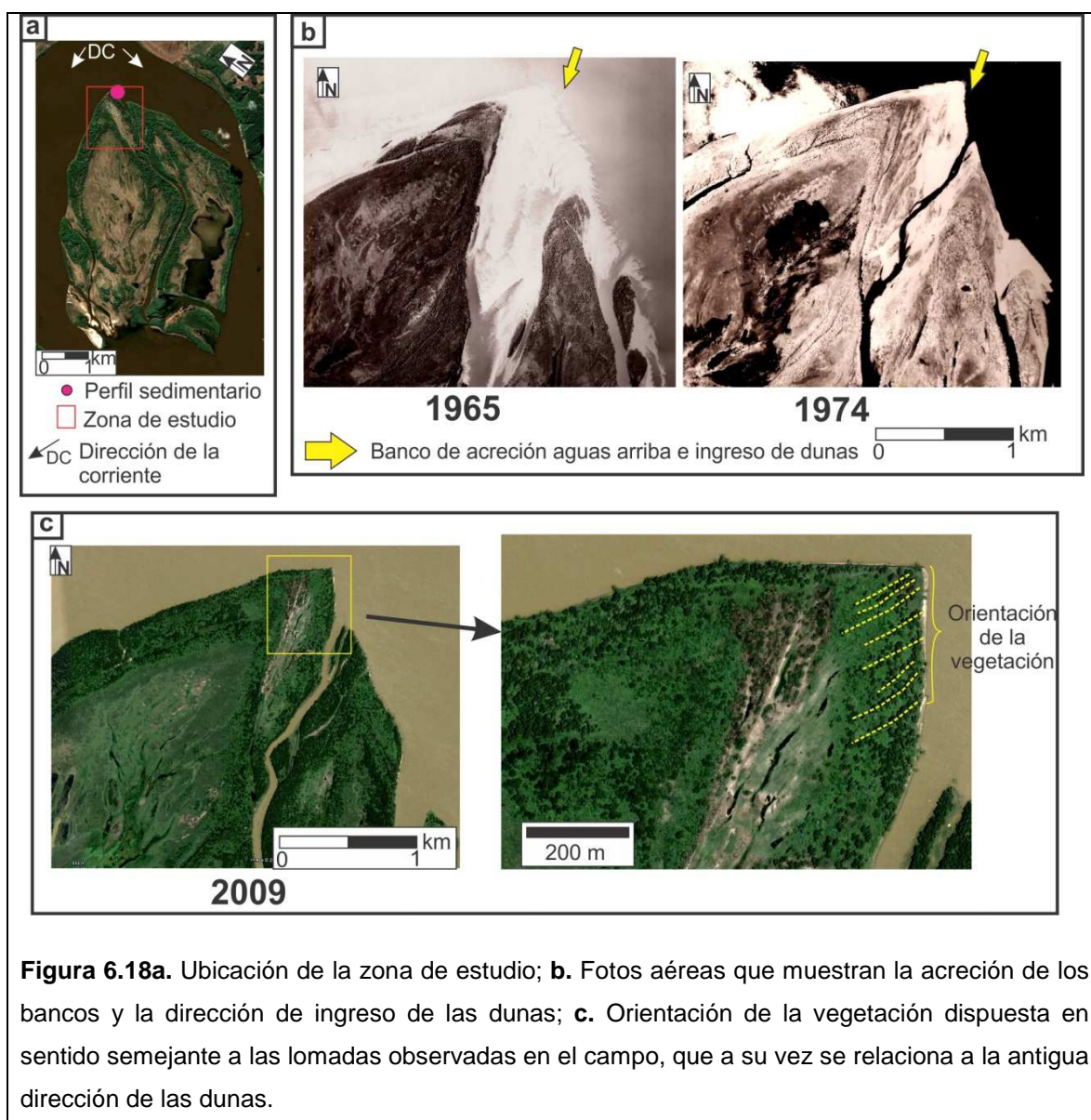
La figura 6.18 muestra la formación y evolución del banco de acreción aguas arriba de la isla Chapetón. Actualmente, esta zona se caracteriza por tener una geomorfología modelada por inundaciones, con albardones s.s. desarrollados en sus márgenes, pero cuya génesis en realidad se remonta al momento de formación del banco. En la figura 6.20b, año 1965, se advierte la morfología de los bancos en la embocadura del arroyo Chapetón, con una orientación paralela al eje del cauce, los cuales se asemejan a lenguas con trenes de dunas tridimensionales, tipo linguoide, en sus dorsos. En la foto de 1974 (*fig. 6.18b*), ese sector de aguas arriba de la isla ya se ve parcialmente vegetado, y se observa una cierta orientación de las parcelas vegetadas, similar a la orientación de los bancos del año 1965. Por su parte, los bajíos entre los bancos han actuado concentrando el agua de escurrimiento superficial,

exagerando un poco más los desniveles internos. Hoy en día, la zona del albardón de este antiguo banco (*fig. 6.18c*) se caracteriza por presentar una topografía bastante caótica, conformada por montículos internos de algunos decímetros de altura, que se suceden en una longitud de onda de algunos metros. En imágenes satelitales, de alta resolución espacial, se aprecia una correlación entre dichos montículos y la vegetación arbórea, que conforma hileras siguiendo dichas lomadas (*fig. 6.18c*). La génesis de esta geomorfología estaría vinculada a la orientación del flujo del agua cuando ingresa durante los desbordes, los cuales estarían siguiendo los antiguos bajíos entre los bancos.

El sitio de descripción sedimentológica de este sector de la isla se señala en la figura 6.18a (*punto rosa*). Actualmente, esta punta de aguas arriba de la isla Chapetón está siendo erosionada, a un ritmo de 0,77 m por año de 2002 a 2013.

El perfil representado en la figura 6.18d pertenece a un corte erosivo de la barranca ubicada en la margen NE de la isla. Esta margen se elevaba sobre el nivel del agua en el momento del trabajo de campo 2,4 m, de los cuales 1,4 m superiores se corresponde a un talud vertical, mientras que el metro inferior se halla cubierto por depósitos arenosos de bajante.

El talud vertical está compuesto por dos fases deposicionales. La superior, de 74 cm de espesor, corresponde al albardón s.s., el cual está integrado por limos con arenas muy finas (51% de limos, 40% de arenas y 9% de arcillas), de color castaño claro, con una interestratificación de forma laminar, paralela y horizontal que corresponde a un depósito de baja energía. Por debajo, se halla la secuencia deposicional perteneciente a un bajío, que tiene un espesor aflorante de 66 cm y está compuesto por limos y arcillas (71% de limos, 26% de arcillas y 3% de arenas). Las arcillas, de color castaño rojizo, están incorporadas de manera irregular, semejante a un conglomerado intraformacional. En la figura 6.18d se observan sobre la playa estos clastos de arcillas, que actualmente están siendo formados. Los limos son de color pardo claro grisáceo, de consistencia dura, con una estructura interna de laminación paralela.



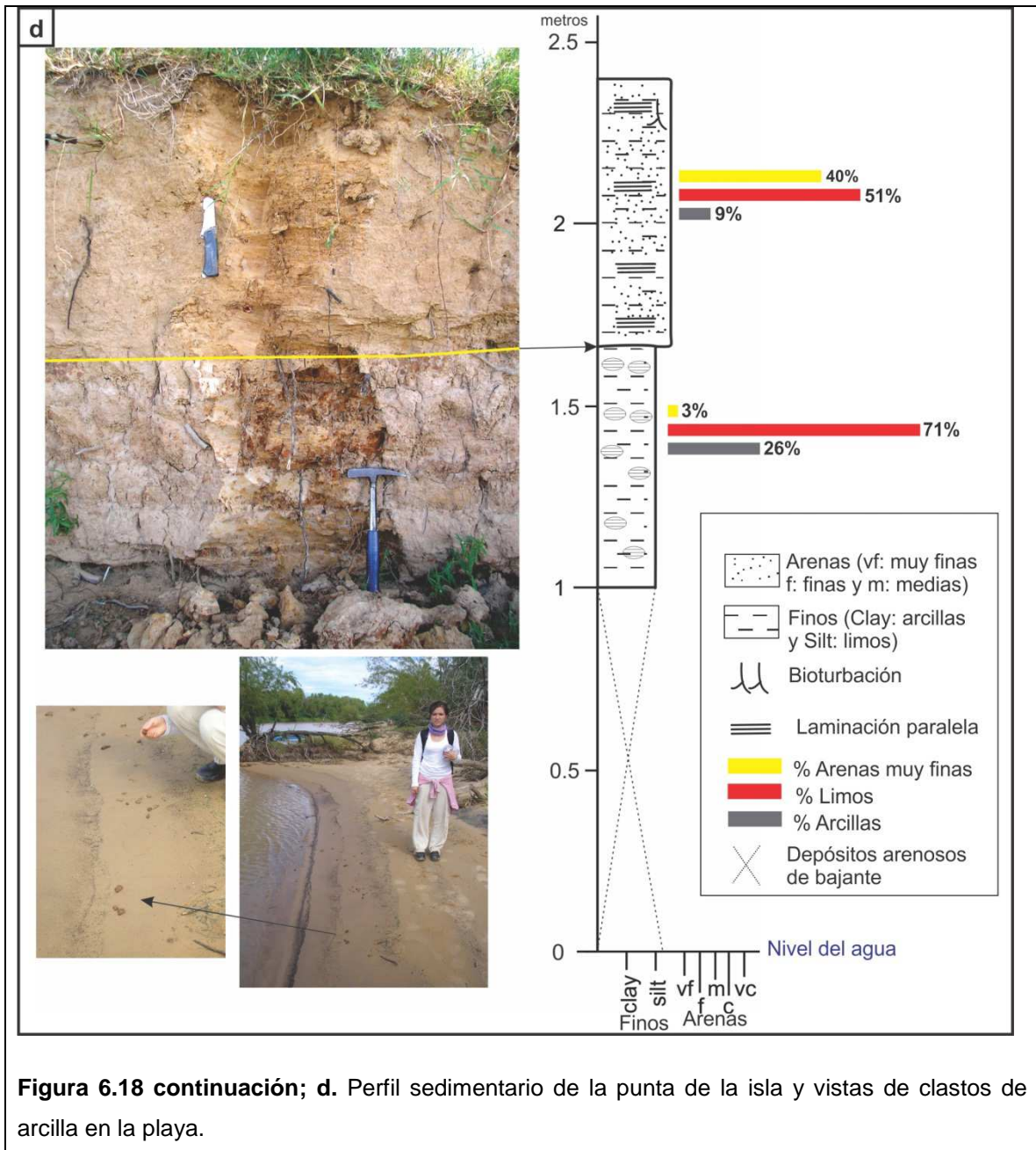
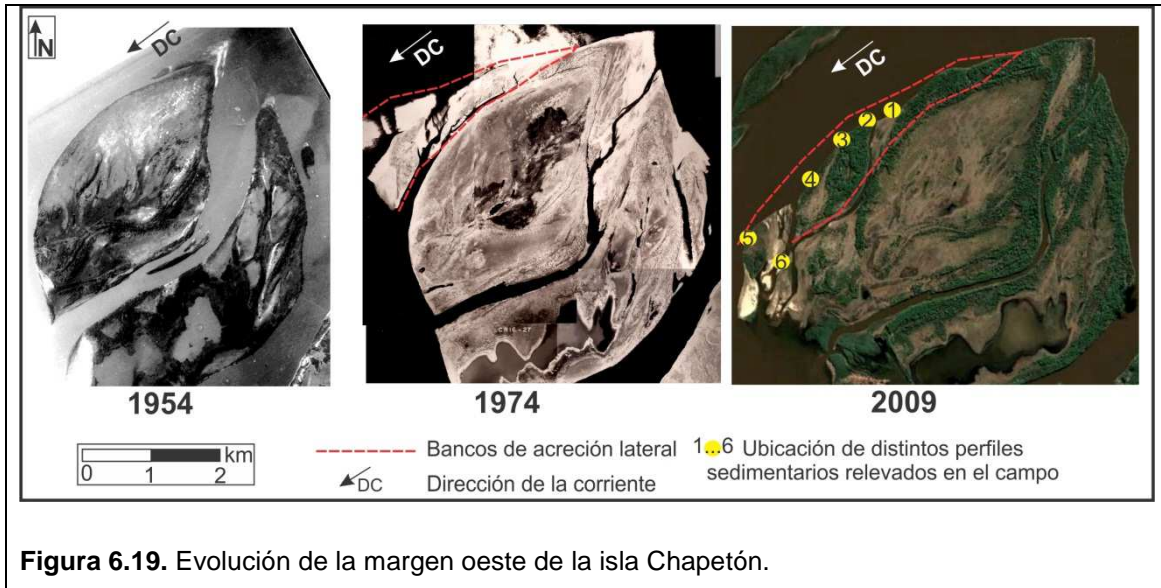


Figura 6.18 continuación; d. Perfil sedimentario de la punta de la isla y vistas de clastos de arcilla en la playa.

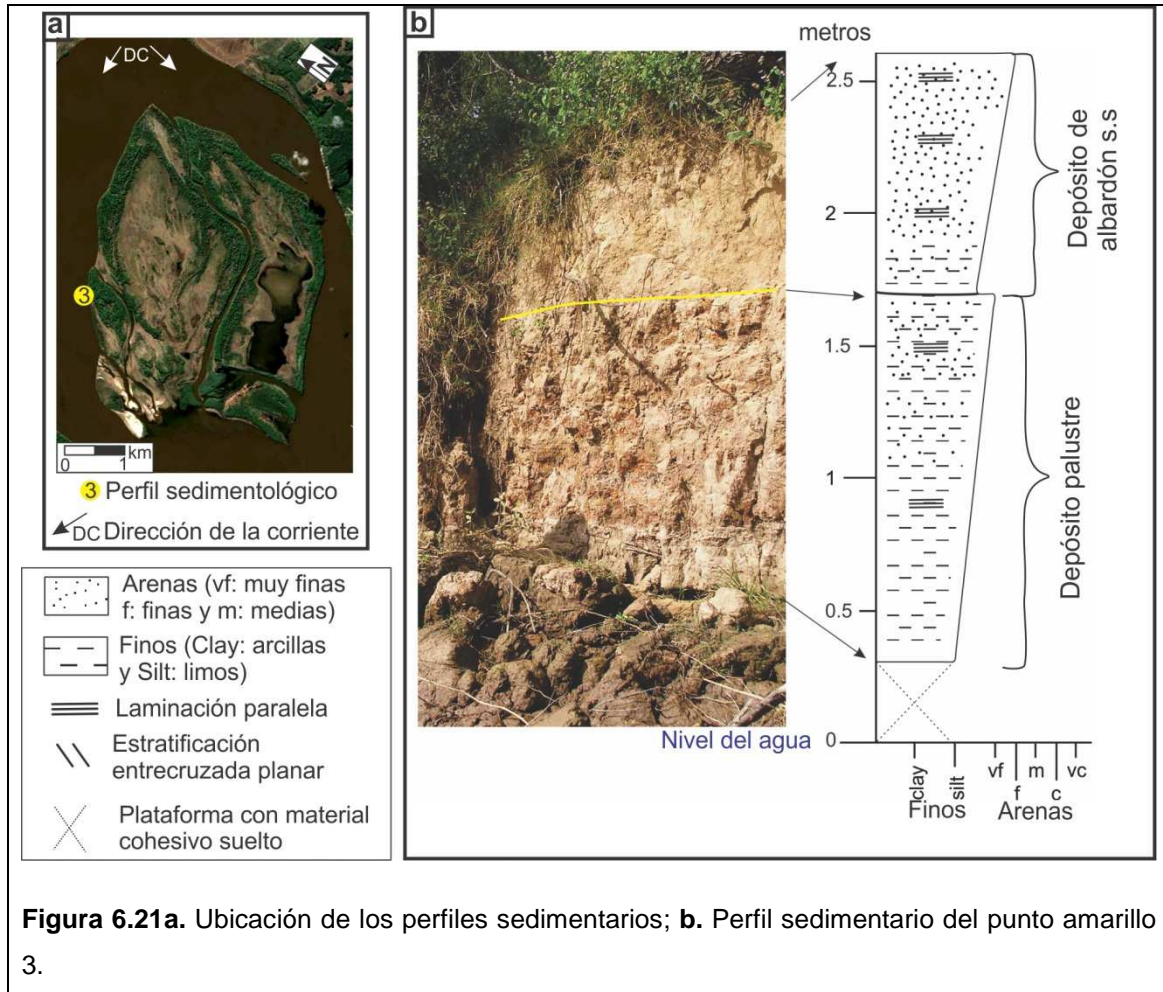
❖ Banco de acreción lateral con albardón s.s. sobreimpuesto

Mediante la figura 6.19 se puede hacer un seguimiento de la evolución de la margen oeste de la isla Chapetón, donde se observa que la acreción de bancos laterales con su posterior vegetación es el proceso dominante en dicha zona.



Se realizaron varias observaciones sedimentológicas en esta margen de la isla con distintas antigüedades de formación (*fig. 6.19, puntos amarillos*), de las cuales los puntos 1 y 4, correspondientes a algunos de los más modernos, fueron detallados en el capítulo 4 de bancos.

Por otro lado, uno de los bancos con mayor antigüedad corresponde al punto 3 de la figura 6.19 y 6.20a. Actualmente su margen es erosiva, y en el momento del trabajo de campo se elevaba sobre el nivel del agua 2,6 m (HhpP: 1,9 m). Los 30 cm de la base pertenecen a una plataforma con material cohesivo suelto. La porción vertical de la barranca está compuesta por dos fases deposicionales; la superior pertenece al albardón s.s., que está formado por 90 cm de arenas finas con aumento del limo hacia su base, de color pardo claro (rosado), y con laminación paralela, sobre todo muy visible hacia el techo, donde dominan las arenas finas. Subyacen 140 cm de limo con arenas muy finas subordinadas, las cuales adquieren mayor relevancia en el tramo superior. El sedimento pelítico está organizado en sets de espesor decimétrico, y hacia arriba incorpora arenas muy finas en forma de capas. En general, es una secuencia granocreciente, conformada su base por sedimentos limosos correspondientes a un ambiente de bajío, de baja energía, y a medida que se produce el corrimiento de la margen del cauce principal, comienza a recibir arenas cada vez más gruesas.



Otra geoforma importante, aunque sin mucha extensión en la isla, son los cauces colmatados o parcialmente colmatados, los cuales señalan las adhesiones que existieron de distintos bancos y/o islas. Este elemento geomorfológico se analiza a continuación.

❖ Paleocauce

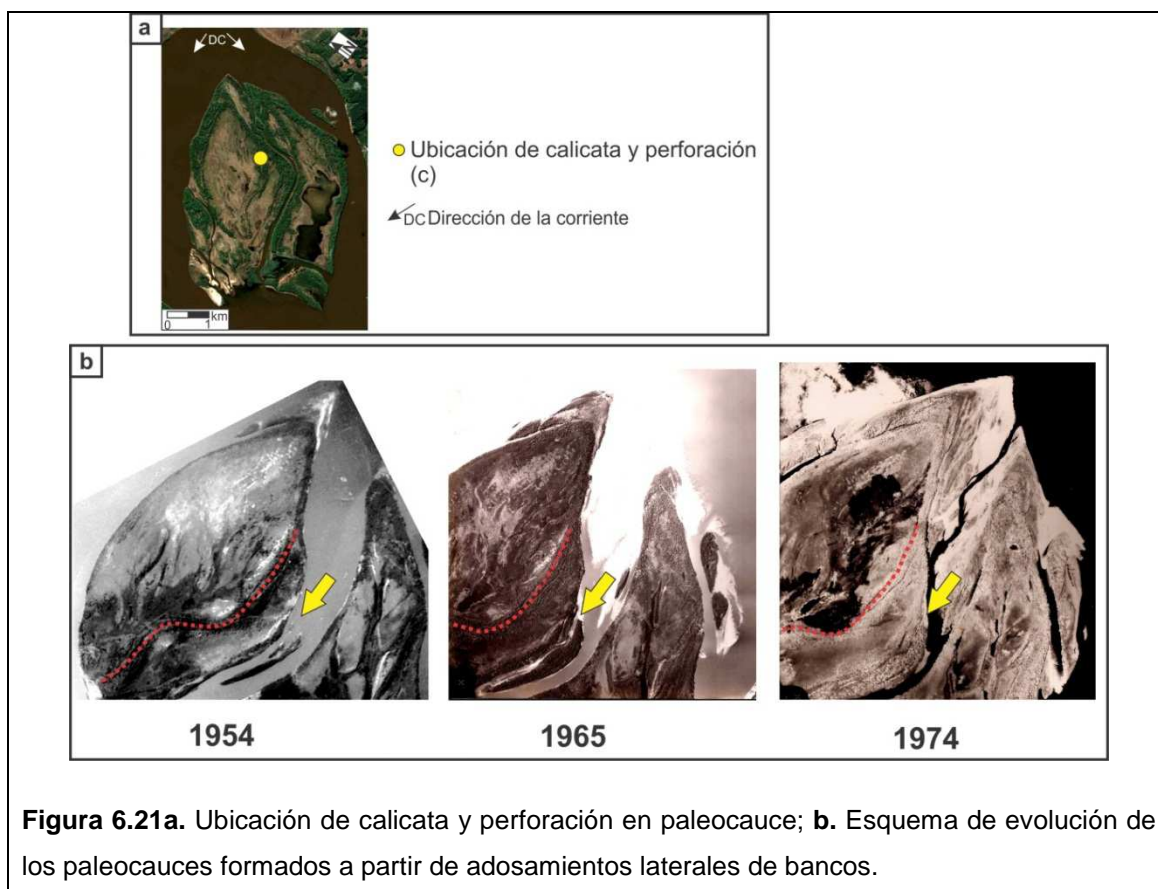
El sitio de descripción se marca en la figura 6.21a (*trazas rojas*), en cuya fotografía del año 1954 ya se advierte que el pequeño cauce se hallaba cegado completamente en su embocadura y desembocadura (*fig. 6.21b*). Este cauce se originó a partir de la adhesión de bancos en el lateral de la isla, el cual se colmató mediante bancos de relleno de cauce, con una evolución muy similar a la que se muestra con una flecha amarilla en la figura 6.23b, que ilustra para los años 1954, 1965 y 1974 la formación y cegamiento de otro cauce de características casi iguales al anterior.

El sitio de descripción sedimentológica se indica en la figura 6.21a (*punto amarillo*), donde se realizó una calicata de 85 cm de profundidad y en su base se hizo una perforación de 175 cm, lo que hace un total de 2,6 m descriptos.

El paleocauce está conformado por cuatro fases deposicionales, en las que los 50 cm inferiores corresponden a arenas finas y medias, con gruesas subordinadas, pertenecientes a dunas y ondulas que fueron transportadas por el fondo del cauce. El color es pardo claro y su base presenta un predominio de arenas finas con varios minerales pesados, con una estructura interna de laminación entrecruzada. Hacia arriba, las arenas pasan a una granulometría de arenas medias con una estratificación entrecruzada planar a laminación horizontal de alta energía. Por encima de estas se depositaron 42 cm de limos con arenas muy finas y arcilla subordinada (60% de limos, 30% de arenas y 10% de arcillas), pertenecientes a un ambiente más tranquilo de relleno de cauce, aunque con pequeños ingresos de arenas finas. El color es pardo claro, con una estructura interna correspondiente a baja energía, de laminación paralela, con dos pequeñas capas de arenas finas, de 3 cm de espesor, que se interestratifican en la mitad superior. Suprayacen a la secuencia anterior 26 cm de arenas medias, con arenas finas y gruesas subordinadas. Su color es blanco rosado y presenta una estructura interna de estratificación entrecruzada planar en su base, que pasa hacia arriba a una laminación horizontal de alta energía. Esta última capa indica que todavía existe una entrada de dunas desde el cauce principal. El depósito superior en la perforación, que sobreyace a las arenas medias anteriores, pertenece a un ambiente tranquilo de colmatación, en general granodecreciente, conformado por 35 cm de limo con arenas finas a muy finas y arcillas subordinadas (51% de limo, 36% de arenas y 13% de arcillas). El color es pardo claro y la estructura interna corresponde a una laminación paralela, con arenas muy finas en la base, las cuales disminuyen hacia el techo, donde predominan los limos, pero en los últimos centímetros aumenta nuevamente la granulometría con arenas muy finas interestratificadas con limo, indicando un leve aumento de la energía en el sistema.

Por su parte, la calicata está integrada por tres fases deposicionales, de las cuales los 50 cm inferiores están formados por limos levemente arcillosos, de color castaño rojizo, con láminas ocreas, y se rompen en agregados granulares finos y de consistencia débil. Su techo contiene ramas en descomposición, de las que todavía se reconocen sus fibras. Esta secuencia representa una fase de deposición tranquila de sedimentos transportados en suspensión, los cuales colmataron el antiguo cauce, con formación de vegetación por encima, lo que indicaría una cierta estabilidad temporal. El depósito anterior fue tapado por unos 20 cm de arenas muy finas limosas, de color castaño naranja, organizadas en láminas paralelas, que corresponderían a la parte más distal de un pequeño derrame. Por último, coronando toda la columna, existen 15

cm de limos arcillosos de color castaño rojizo, bioturbados, que representan la deposición de la rama descendente de una crecida.



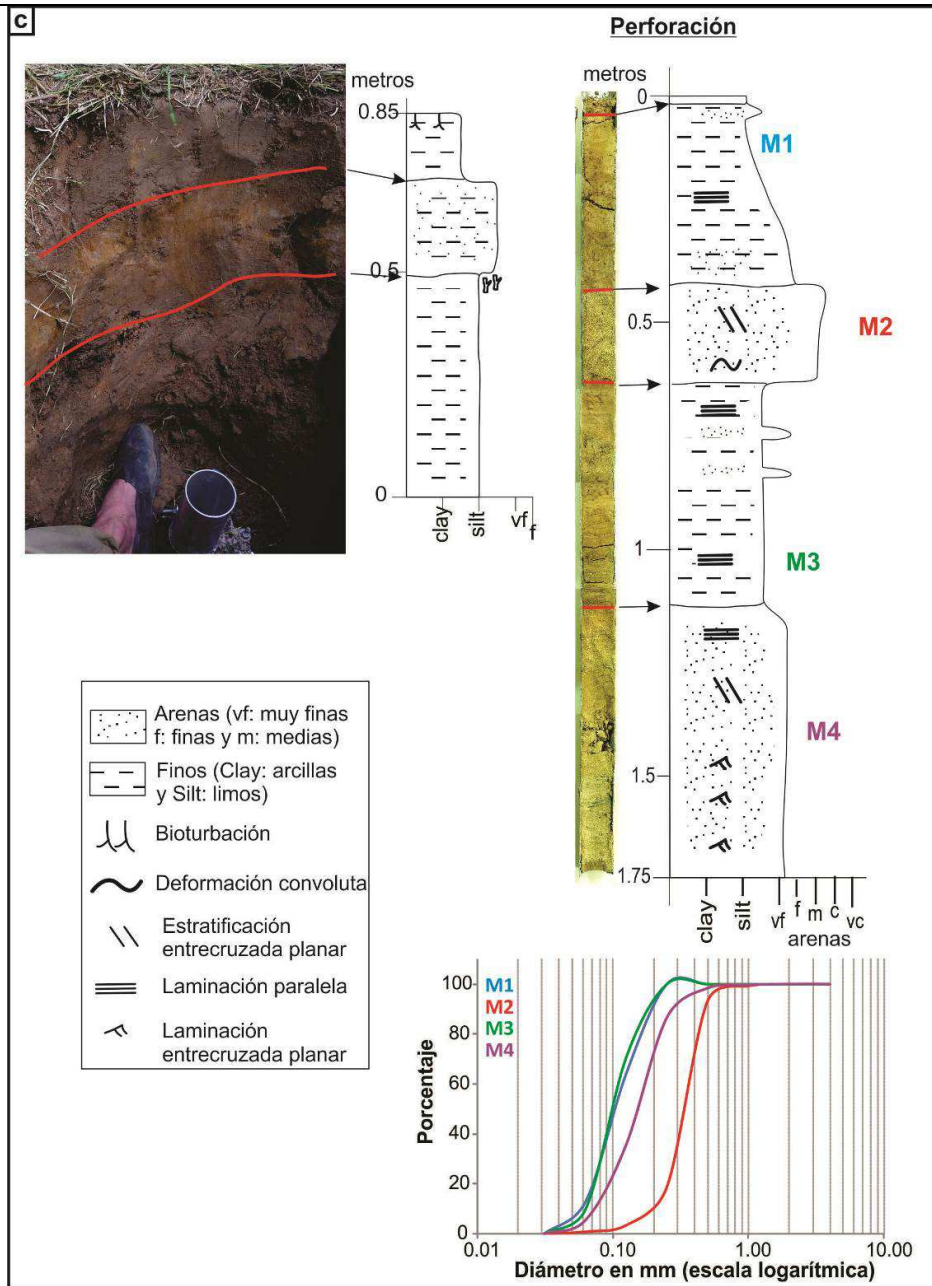


Figura 6.21 continuación; c. Perfil sedimentario de calicata y de la perforación.

En el anexo D se describen y detallan otros perfiles sedimentológicos de la Zona de Curtiembre y de Chapetón.

6.3.2.1. Aspectos emergentes de los resultados de la geomorfología y sedimentología de las islas del área de estudio

Los mapas geomorfológicos (*fig. 6.6 y 6.13*) del área permiten apreciar la gran diversidad de ambientes que componen las islas del tramo, en las que predominan los bancos de cauce acrecionados en varias direcciones.

En el tramo de estudio, las islas compuestas en general se desarrollaron de un modo parecido al propuesto por Drago (1973, 33-37), aunque más específicamente a partir de bancos con forma de V (con vértice hacia aguas arriba), en torno al cual se adosaron bancos en sus flancos, aguas abajo y arriba; los primeros están separados entre sí por canales menores, que suelen tener en sus extremos bancos de desembocadura. Los bancos de aguas abajo tienen geometrías diversas, originados posiblemente por efecto de sombra al escurrimiento, o de remanso incluso, en este caso impuesto por el brazo derecho (que contiene el thalweg) sobre el izquierdo, en el entorno de la confluencia.

Albardones y derrames menores, surcos de desborde y derrames se disponen principalmente en las márgenes de las islas compuestas que limitan a los brazos izquierdos de ambos subtramos. El desarrollo de estos elementos estaría vinculado a la constricción que presentan ambos brazos; en el caso de Curtiembre, se da muy cerca de la confluencia, mientras que en Chapetón, en la mitad de su recorrido. Es de destacar, en este sentido, la presencia de surcos erosivos que comunican ambos brazos del cauce en el ensanchamiento de Curtiembre, ya que estos elementos son referidos en la literatura como rasgos propios de la planicie aluvial, y no de un cauce. La ubicación geográfica de estas geoformas pone en evidencia la existencia de escurrimientos transversales desde uno a otro brazo sobre las islas, lo que podría estar reflejando la existencia de diferencias de nivel entre los brazos que rodean a una isla durante las fases ascendentes de eventos de crecida.

En el mapa además se han marcado las direcciones de crecimiento de las islas, donde de forma general se determinaron las tasas de crecimiento en las diferentes direcciones. Las mayores tasas, del orden de los 130 m por año, se registraron en dirección hacia aguas abajo en la isla Papillón de la zona de Curtiembre, mientras que la máxima registrada hacia aguas arriba en las islas de esta zona da valores cercanos a los 100 m por año, que se corresponde con la isla simple que limita actualmente con el thalweg. En la zona de Chapetón, la isla simple ha tenido un crecimiento continuo hacia aguas arriba a una tasa de 60 m por año, mientras que la menor tasa de crecimiento se obtuvo en la isla compuesta Chapetón, tanto en sentido lateral como hacia aguas arriba, y fue de unos 20 m por año en promedio. Por su parte, en dirección hacia aguas abajo, la isla Chapetón ha tenido, entre 2002 y 2013, una tasa de crecimiento de alrededor de 100 m por año, con una gran formación de bancos de desembocadura (*fig. 6.15*).

La granulometría predominante en el tramo, tanto en el lecho como en el grueso del cuerpo de las islas, es la de arenas medias a finas, con arenas gruesas (y hasta guijas finas) en proporciones muy subordinadas.

Superpuestos a esos tamaños, se encuentran, en las islas de la zona de Curtiembre, sedimentos finos y arenas finas y muy finas que formaban parte de la carga en suspensión, integrando cuerpos lenticulares y filiformes de espesores de hasta 3 m. Limos y arenas muy finas limosas predominan en estos cuerpos. Considerando la temprana edad de las islas, menor a 60 años, las tasas de deposición de sedimentos finos llegan a superar localmente los 5 cm por año. Por su parte, en la isla Chapetón, de acuerdo a los registros de perforaciones antecedentes, los espesores más frecuentes están en el orden de los 4 a 5 m, pero pueden llegar hasta 12 m de interestratificación de arenas y limos. A su vez, importantes espesores de material fino (limos y arcillas) fueron evidenciados en la laguna de esta isla.

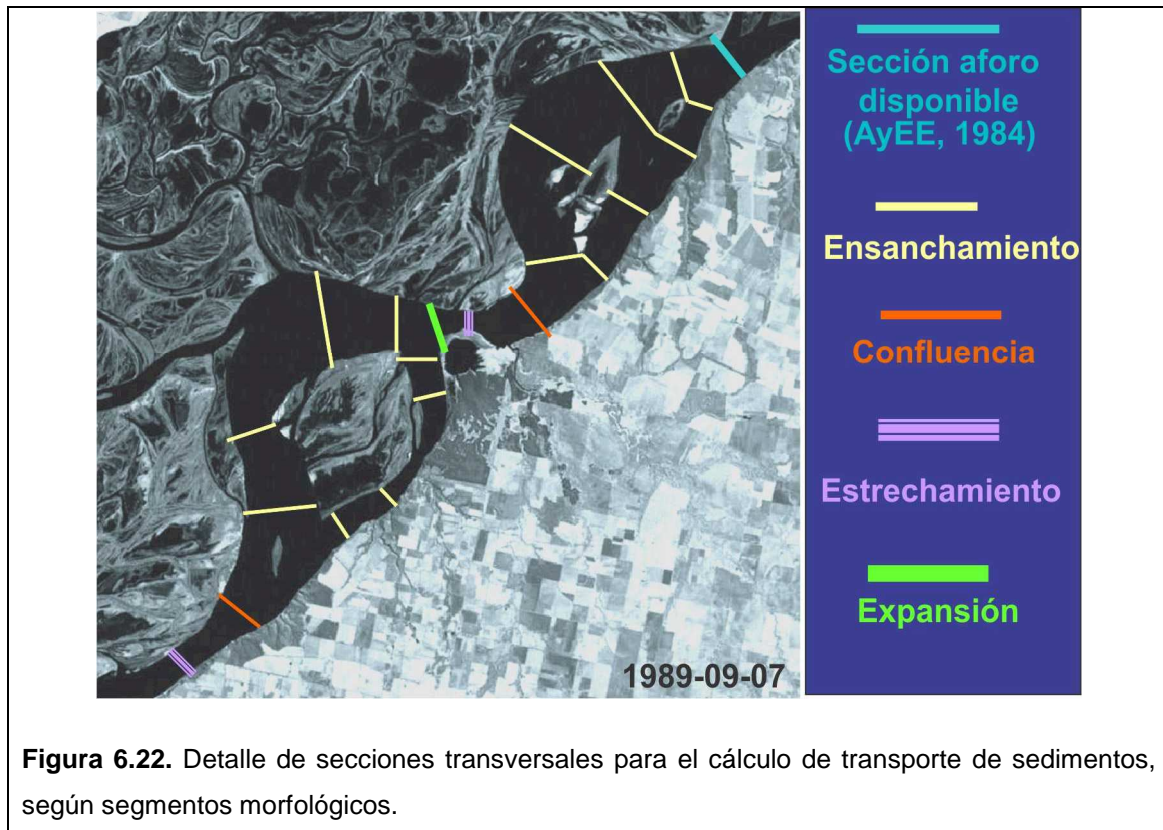
El arreglo y el tipo de facies sedimentarias en las islas de ambos ensanchamientos no parecen ser diferentes, aunque los depósitos de la parte oriental de Chapetón, a la sazón la más antigua de todas, evidencian ligeras características físicas afines a ello, por ejemplo, en el grado de compactación o consistencia del sedimento a una dada profundidad, o en la homogeneidad de la distribución de pigmentaciones férricas, etcétera.

6.3.3. Transporte de sedimentos

6.3.3.1. Estimación de la capacidad de transporte total de sedimentos

Las mayores desigualdades reconocidas en ambos subtramos en relación a los sedimentos devienen no de sus características texturales, sino de la distribución en las cantidades en que las arenas son transportadas.

Su cómputo se realizó en una sucesión de pasos que se describe a continuación: sobre la batimetría de 1989 se construyeron 25 secciones transversales distribuidas homogéneamente en los distintos segmentos morfológicos del cauce: ensanchamientos (cauce dividido) y confluencias, estrechamientos y expansiones (cauce único). En las secciones de cauce dividido se procesaron el brazo izquierdo y el derecho por separado, atendiendo también a las situaciones particulares de salida o cruce de caudales desde ellos (*fig. 6.23*).

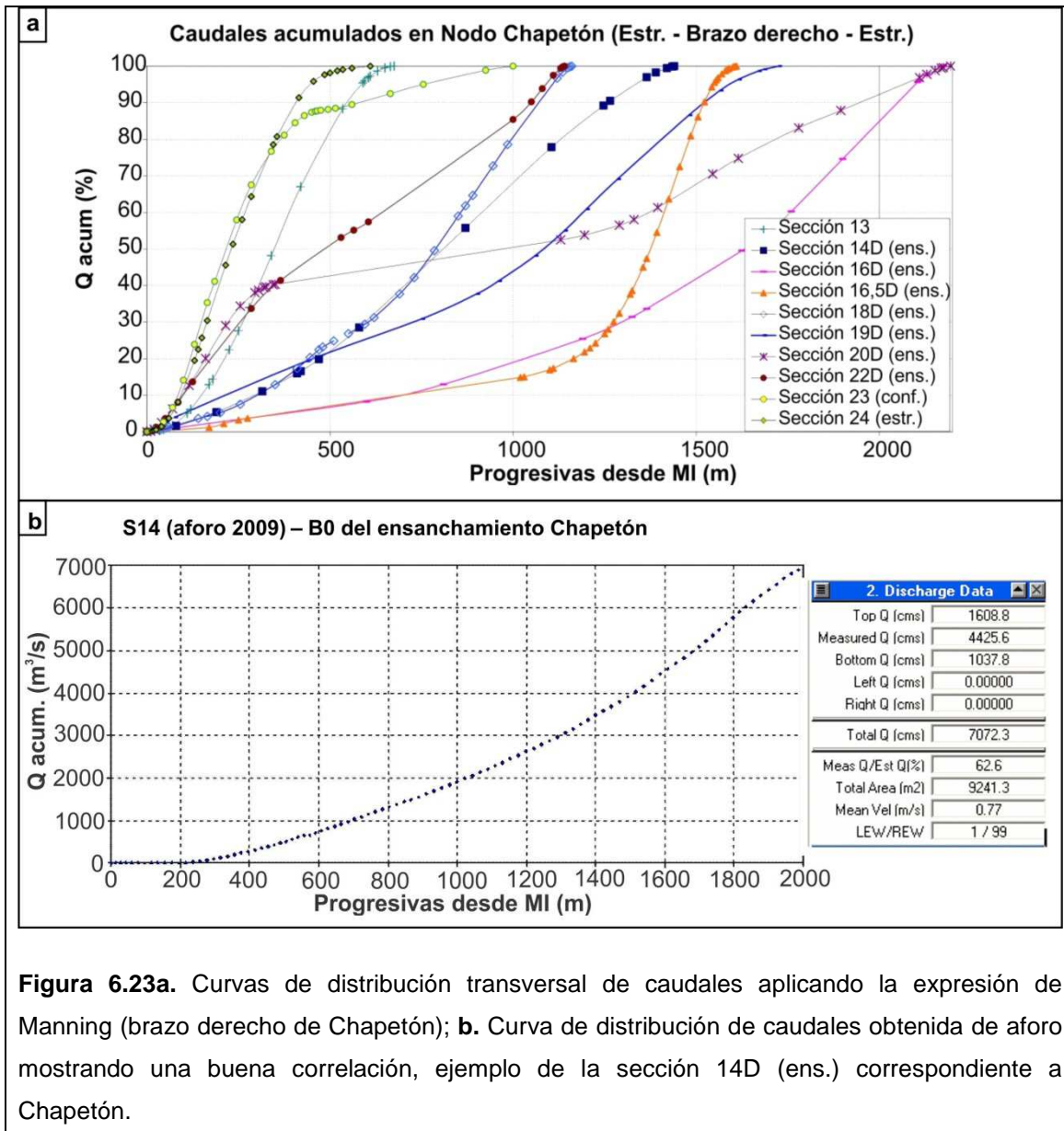


Para cada una de las secciones se calcularon las curvas de distribución transversal de caudales aplicando la expresión de Manning (que supone constante el factor $l^{1/2}/n$ a lo ancho de la sección):

$$\%Q_k = \frac{(h_k)^{5/3} \Delta B_k}{\sum ((h_k)^{5/3} \Delta B_k)} \cdot 100$$

(1)

Las distribuciones de caudales obtenidas fueron comparadas con las que se midieron con los aforos de 2009 en secciones equivalentes, verificándose una buena correlación (fig. 6.23).



Además, se aplicaron las expresiones de Toniolo (1999: en Amsler *et al.*, 2005) para determinar el ancho y el caudal de la zona del thalweg, y ajustar así sobre tales distribuciones el caudal erogado por el thalweg propiamente dicho (Q_t), diferenciándolo de los que fluyen por las zonas aledañas a él. Las expresiones de referencia son:

En ensanchamientos (cauce dividido):

$$\frac{B_t}{h_0} = 1,1346 \left(\frac{B_0}{h_0} \right)^{0,8124} \quad r^2 = 0,774$$

(2)

$$\frac{B_t}{h_t} = 1,0599 \left(\frac{B_0}{h_0} \right)^{0,6799} \quad r^2 = 0,799$$

(3)

En confluencias, estrechamientos y expansiones (cauce único):

$$\frac{B_t}{h_0} = 0,1381 \left(\frac{B_0}{h_0} \right)^{1,1629} \quad r^2 = 0,865$$

(4)

$$\frac{B_t}{h_t} = 0,0974 \left(\frac{B_0}{h_0} \right)^{1,0685} \quad r^2 = 0,819$$

(5)

El transporte específico total de material de fondo (g_s) fue calculado con la fórmula de Engelund-Hansen (1967, ecuación (6)), dada su demostrada aplicabilidad en el río Paraná Medio (Amsler y Prendes, 2000; Alarcón *et al.*, 2003).

$$g_s = 0,05 \bar{U}^2 \gamma_s \tau_*^{1,5} \left(\frac{d_{50}}{(s-1)g} \right)^{0,5} \quad (6)$$

El valor de la tensión de corte adimensional total (τ_*) se determinó con la expresión que la vincula con τ_*' propuesta por Engelund y Fredsøe (1982), atendiendo a la verificación hecha oportunamente por Pujol *et al.* (1985).

$$\tau_*' = 0,06 + 0,4 \tau_*^2$$

(7)

La tensión de corte adimensional debida al grano (τ_*') fue calculada mediante el método de Van Rijn (1993).

En el cálculo de transporte se aplicaron las expresiones (1) a (7) para la determinación de las variables hidráulicas, con la información sedimentológica

disponible para los distintos tramos; el criterio de división de cada sección transversal considerada en subsecciones fue el siguiente:

a) para las secciones de cauce dividido: zona de thalweg (de ancho B_t) y áreas remanentes entre thalweg y márgenes para el brazo derecho; y sección única para el brazo izquierdo;

b) para las secciones de cauce único: zona de thalweg (de ancho B_t) y áreas remanentes entre thalweg y márgenes.

Los valores de transporte de sedimentos así calculados se consignan en las tablas 6.4 y 6.5.

Subtramo	G_s brazo derecho (kg/s)	G_s brazo izquierdo (kg/s)
Curtiembre	253,2	595,8
Chapetón	519,7	349,1

Tabla 6.4. Transporte total de arenas (G_s) calculado en los ensanchamientos de Curtiembre y Chapetón, discriminado por brazos del cauce principal (cálculo para la situación de 1989, en aguas medias).

Subtramo	Unidad morfológica	G_s (kg/s)		
		Brazo derecho	Brazo izquierdo	Total en la sección
Curtiembre	Ensanchamiento	253,2	595,8	848,9
	Confluencia			528,0
	Estrechamiento			278,9
Chapetón	Expansión			331,1
	Ensanchamiento	519,7	349,1	908,2
	Confluencia			1264,2
	Estrechamiento			579,2

Tabla 6.5. Transporte total de arenas (G_s) calculado en las distintas unidades morfológicas de Curtiembre y Chapetón, discriminado por brazos del cauce principal y total en la sección (cálculo para la situación de 1989, en aguas medias).

Se advierte la disparidad en capacidad de transporte que poseen los brazos que contienen el thalweg en cada subtramo (brazos derechos), lo que indicaría mayor

eficiencia para la conducción de sedimentos del ensanchamiento de Chapetón respecto del de Curtiembre.

Ello puede vincularse, en una primera aproximación, con la variación de volúmenes presentada en la figura 6.5: la menor capacidad de transporte del brazo derecho en Curtiembre tuvo como correlato la casi nula variación en volúmenes del cauce en este sector durante el decenio 1989-1999.

Por otra parte, esa menor eficiencia de transportar arenas que tiene el brazo derecho de Curtiembre se podría correlacionar con el incremento de volúmenes de sedimentación del sector en esos años, en concordancia con lo que sugiere la formación de bancos evidenciada en los comparativos de la figura 6.4.

El comportamiento del brazo izquierdo para esa misma década, tanto en Curtiembre como en Chapetón (con incrementos de volumen de cauce del orden de +50%), estaría asociado a las modificaciones de mediano plazo producidas en el lecho por las crecidas de 1982-83, 1992 y 1998, durante las cuales este brazo adquirió una mayor eficiencia hidráulica. A su vez, la menor capacidad de transporte del brazo izquierdo de Chapetón respecto del de Curtiembre podría estar relacionada a la saliente de la margen izquierda en el estrechamiento (Cerrito), direccionando el caudal líquido y sedimentos en suspensión hacia el brazo derecho de Chapetón.

6.3.3.2. Estimación del transporte de sedimentos de fondo en suspensión con perfilador acústico Doppler

Por otra parte, en el año 2009 se calculó el caudal líquido y sólido (material de fondo en suspensión) utilizando un perfilador acústico Doppler (ADCP). Mientras que la fórmula de transporte de sedimentos nos señala la capacidad de transporte de sedimentos, esta tecnología nos permite conocer la concentración y carga de sedimentos en suspensión que existe en cada sección. Los detalles acerca de la teoría, calibración, uso y aplicación de esta tecnología empleada se encuentran en Boldt *et al.* (2012), Guerrero y Lamberti (2011); Guerrero *et al.* (2011), Latosinski *et al.* (2011a, b), Guerrero *et al.* (2012) y Latosinski *et al.* (2012).

Los valores de transporte de sedimentos en suspensión calculados con este método se señalan en la figura 6.24, conjuntamente con los valores de caudal líquido.

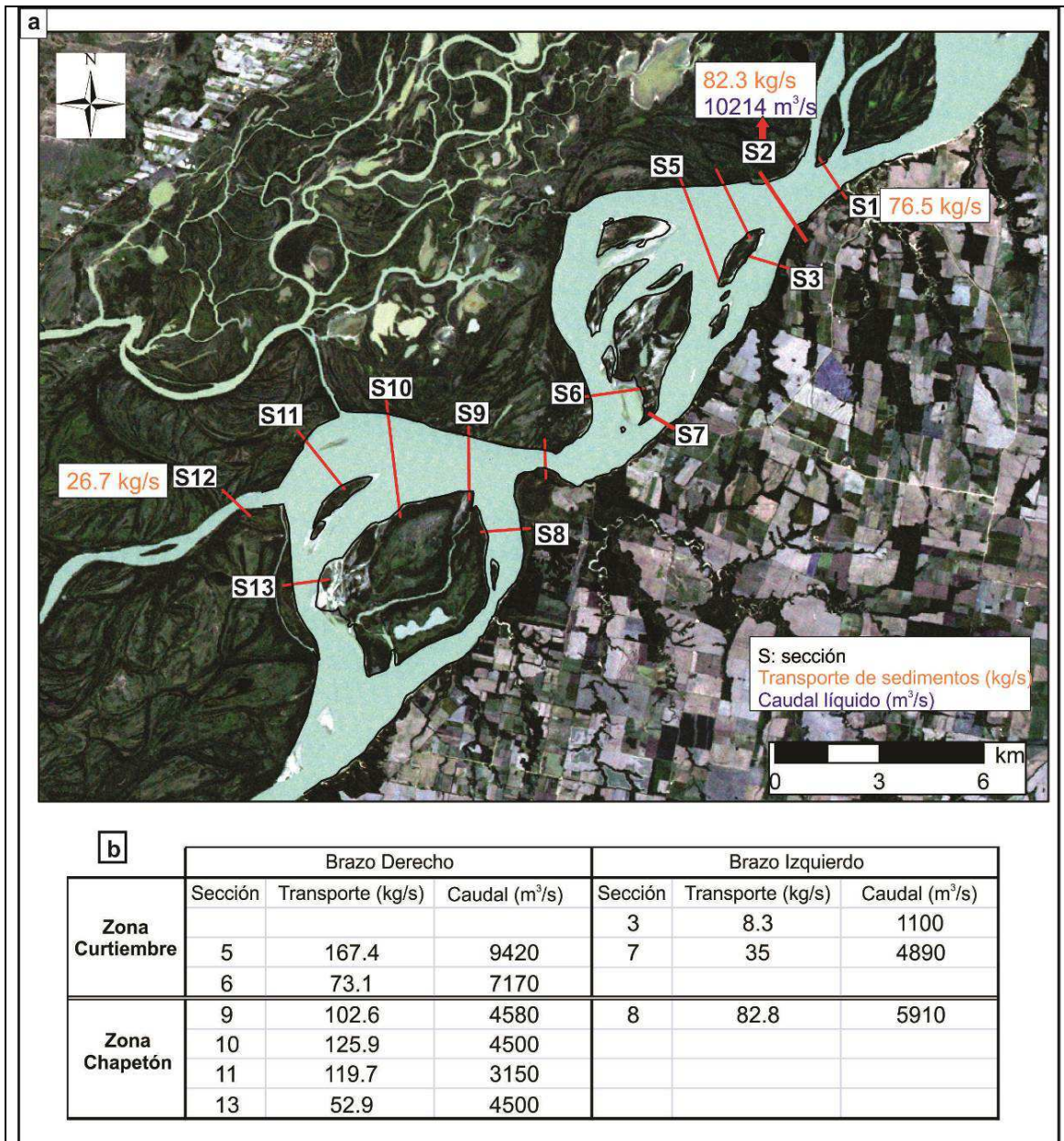


Figura 6.24a. Ubicación de las secciones de aforos; **b.** Tabla de transporte de arenas en suspensión y caudal líquido utilizando un perfilador acústico Doppler (ADCP), discriminado por zona, brazo y sección.

En este caso, se muestra cómo los sedimentos siguen preferentemente la dirección hacia donde se dirige el thalweg, mientras que hacia los brazos izquierdos ingresan en menor cantidad.

A su vez, se advierte una falta de correspondencia entre los porcentajes de caudales sólidos y los de líquidos divididos. Este fenómeno está asociado a los efectos de inercia del sedimento en estas zonas (Szupiany *et al.*, 2012); es decir, el flujo líquido cambia de dirección con más facilidad que el sedimento suspendido. Tal

comportamiento genera desequilibrios entre las condiciones hidráulicas y las sedimentológicas, con consecuencias de erosión/sedimentación hacia aguas abajo.

Otro aspecto relevante es el desbalance sedimentológico entre la zona de expansión y las secciones ubicadas aguas abajo sobre la unión de los cauces bifurcados (S6 y S13). Esto sugiere una deposición del material suspendido sobre los bancos de arena e islas, con el consecuente aumento en la evolución de estas geoformas, tal como lo demostramos en la figura 6.3.

6.4. Discusión y conclusiones del capítulo

El río Paraná Medio comparte con los otros grandes ríos del planeta el patrón de cauce *anabranching*, siendo esta la manera más eficiente que tienen estos ríos de transportar altas proporciones de caudales líquidos y sólidos a través de grandes distancias con muy bajas pendientes (Nanson y Huang, 1999; Huang y Nanson, 2007; Latrubesse, 2008; Nanson, 2013).

Sin embargo, estos “mega ríos” tienen diferentes estilos *anabranching* (Latrubesse, 2008; tabla 3, pág. 141). A este respecto, algunos autores, como por ejemplo Dunne y Aalto (2013), consideran que los ríos con alta relación Q_s/Q_l , como el río Ganges son más propensos a dividir su cauce a partir de grandes barras del centro del canal, mientras que aquellos con baja relación Q_s/Q_l (como el río Amazonas) tienden a formar islas por escisión de la planicie aluvial. Si bien esto es cierto, se ha demostrado en esta tesis que los procesos y mecanismos que actúan en la formación y crecimiento de las islas son mucho más complejos.

Precisamente, este capítulo pone en evidencia la influencia recíproca de diversos factores responsables de la generación de un estilo de patrón *anabranching* en un tramo en particular. En tal sentido, el comportamiento meandriforme del thalweg del río Paraná Medio introduce una variable morfodinámica que está directamente relacionada a la formación y crecimiento de bancos de arena e islas, así como los principales cambios morfológicos que experimentan estas geoformas (uniones, fragmentaciones, adhesiones, erosiones).

En cuanto al responsable del incremento o disminución de las ondas del thalweg a nivel del tramo entero del río, varios estudios (Toniolo, 1999; Ramonell *et al.*, 2000; Amsler *et al.*, 2005; Castro *et al.*, 2007) han demostrado que el caudal efectivo es la principal variable independiente que controla los procesos morfológicos de su cauce.

Justamente, en la zona de Curtiembre-Chapetón la exageración de las ondas del thalweg que se registra a partir de la década del 70 está vinculada al comienzo del período húmedo y la elevación de los caudales (6.3).

En concordancia con lo anterior, en el capítulo 4 (*ítem 4.4.5*) se demuestra que también existe una correspondencia entre el caudal de *bar full* y el caudal efectivo en este sector del río. Es decir, la altura máxima de formación de los bancos tiene una relación directa con el caudal efectivo imperante durante su génesis, pero la disposición espacial de los bancos en el tramo está vinculada al ritmo y a la manera de exageración de las ondas del thalweg en la zona de estudio (*fig. 6.2 y 6.3*). En relación a esto último, la arquitectura de la planicie aluvial, conformada por antiguas islas adosadas, y el ángulo de ingreso del thalweg a ambos subtramos también influyeron en el estilo y en la tasa de exageración de las ondas, ambas caracterizadas por ser elevadas y continuas en el tiempo, proporcionando espacio para la emergencia de los bancos.

Con respecto a lo demostrado a partir de los datos de ADCP (*fig. 6.24*), se advierte que los sedimentos en suspensión, después del tramo de expansión, siguen preferentemente la dirección hacia donde se dirige el thalweg, que son los brazos derechos en el área de estudio, y son justamente los que han contribuido mayormente a la formación de bancos e islas de cauce. En concomitancia con lo anterior, pero en relación a la capacidad de transportar sedimentos, demostrada a partir de los cálculos efectuados, la menor eficiencia para la conducción de sedimentos en el ensanchamiento de Curtiembre respecto del de Chapetón, registrada en el año 1989, puede vincularse, en una primera aproximación, con la casi nula variación en volúmenes del cauce en este sector durante el decenio 1989-1999 (*fig. 6.4*). A su vez, en este sector es donde se produce el mayor almacenaje de sedimentos, tanto en torno a las islas como en los nuevos bancos que van emergiendo, tal como se señala en la figura de evolución multitemporal (*fig. 6.3*), reflejando los lugares donde están quedando las arenas.

Por otro lado, el desbalance sedimentológico registrado con el ADCP en ambos brazos derechos de los dos subtramos sugiere la existencia de sedimentación de las arenas en suspensión, lo cual está en concordancia con el tipo de crecimiento que tuvieron los bancos centrales y las islas ubicados en esos brazos (*fig. 6.6 y 6.13*), donde el crecimiento continuo hacia aguas arriba fue dominante (en el orden de 100 m al año), con arreglos sedimentológicos conformados por sets compuestos por interestratificación de laminación entrecruzada (originada por la migración de ondulas) y laminación planar de baja energía (deposición del material en suspensión) (*cap. 4*,

fig. 4.35). Precisamente, Szupiany *et al.* (2012) detectaron efectos de inercia del sedimento en relación a la trayectoria del flujo líquido en las bifurcaciones, aguas arriba de islas ya formadas, lo que explicaría ese estilo de crecimiento de las islas en estas zonas y el arreglo sedimentológico encontrado.

En relación a los brazos izquierdos, el aumento de volumen en el orden del 50% estaría asociado a las modificaciones de mediano plazo producidas en el lecho por la ocurrencia de las crecidas de 1982-83, 1992 y 1998, durante las cuales este brazo adquirió una mayor eficiencia hidráulica. Sin embargo, como estos brazos reciben menos sedimentos, además de erosionar su lecho para disipar su energía, también se ha registrado en los últimos 13 años un retroceso de las márgenes en el orden de varios metros por año en las islas Papillón y Chapetón. Incluso, en el brazo izquierdo de Chapetón también se advirtió la erosión completa de una pequeña isla (de 24 hectáreas) ubicada en el centro de ese cauce, entre los años 2000 y 2012.

Por otro lado, la arquitectura geomorfológica de las islas pone en evidencia la dinámica hidrosedimentológica y la relación entre los brazos. Por ejemplo, la ubicación geográfica de surcos erosivos que comunican ambos brazos del cauce en el ensanchamiento de Curtiembre (fig. 6.6 y 6.10) demuestra la existencia de escurrimientos transversales desde uno a otro brazo sobre las islas, lo que podría estar reflejando la existencia de diferencias de nivel entre los brazos que rodean a una isla durante las fases ascendentes de eventos de crecida.

Otra particularidad en las márgenes de las islas que limitan el brazo izquierdo en ambos subtramos es el gran desarrollo de las geoformas: albardones y derrames menores, derrames y surcos de desborde, con facies sedimentarias conformadas por secuencias heterolíticas con estructuras lenticular, flaser y ondulosa, y facies arenosas con laminación entrecruzada en fase y fuera de fase (tipo B y A, respectivamente) y estratificación entrecruzada planar; los cuales estarían vinculados a las constricciones que presentan ambos brazos izquierdos.

Asimismo, la gran deposición de finos, con registros de hasta 9 m, que se produce en la porción de aguas abajo de estas islas y aguas arriba de la confluencia de los brazos derecho e izquierdo, asociada a los efectos de sombra del escurrimiento, es una singularidad muy poco tenida en cuenta en la literatura fluvial y sedimentológica, que atribuye los espesores más importantes de finos a desconexiones del cauce.

La incorporación de información geomorfológica, sedimentológica e hidrológica con la interacción del flujo de agua y sedimentos, aplicando metodología de cálculo hidráulico y de transporte de sedimentos ajustados para este sistema, posibilitó

concluir que la interrelación de diversos factores como la característica meandriforme del thalweg, las fluctuaciones del caudal efectivo, el tipo de materiales de las márgenes, la capacidad de transporte de sedimentos y la distribución diferencial de los caudales líquidos y sólidos en las bifurcaciones, entre otros factores secundarios, generan un sistema de retroalimentación entre los procesos de deposición/erosión a escala decenal. Este parece ser el principal responsable de la generación del patrón *anabranching* en este río.

B_t	ancho de thalweg
B	ancho de la sección de escurrimiento
B_t	profundidad media de la zona de thalweg
B_0	ancho de la sección referido a la isóbata de cota "0" del hidrómetro local
d_{50}	diámetro representativo del sedimento constitutivo del lecho, tomado conforme a las secciones consideradas y a las muestras disponibles.
h_k	profundidad media en cada faja considerada
h_t	profundidad media en la zona del thalweg
h_0	profundidad media de la sección de escurrimiento comprendida entre isóbatas de cota "0" del hidrómetro local; se obtiene como el cociente entre dicha sección y el ancho B_0
g_s	transporte específico total de material de fondo
G_s	transporte total de material de fondo en la sección de escurrimiento
I	pendiente de energía
k	subíndice que identifica las fajas de las secciones transversales obtenidas de la batimetría
n :	coeficiente de rugosidad de Manning
r^2	coeficiente de correlación
\overline{U}	velocidad media del escurrimiento en cada subsección considerada para el cálculo.
γ_s	peso específico del material constitutivo de los sedimentos del lecho; en el caso del río Paraná, $\gamma_s = 2650 \text{ kg/m}^3$
ΔB_k	ancho de cada faja considerada de la sección transversal
τ^*	tensión de corte adimensional total
τ'^*	tensión de corte adimensional asociada a la resistencia de grano
$\%Q_k$	caudal en la faja k expresado porcentualmente respecto del caudal total en la sección

Capítulo 7

CONSIDERACIONES FINALES

Esta tesis fue desarrollada con el objetivo de aportar conocimientos sobre las características geomorfológicas y dinámicas de los bancos e islas de un gran río *anabranching*.

En ese marco, y como cierre final se destacan algunas consideraciones vinculadas a los objetivos específicos planteados en la introducción de la tesis: 1) Identificar y entender la interrelación espacial de los principales procesos morfodinámicos que operan actualmente en el canal del río Paraná Medio, responsables de fenómenos fluviales de escala temporal dispar tales como generación de islas y bancos de arena. 2) Evaluar la influencia de esos procesos en la generación de escenarios de riesgo de escala pluricentenaria. 3) Generar un modelo morfodinámico para la denominada “islas del cauce principal” del Río Paraná Medio. 4) Identificar parámetros y variables geomorfológicas críticas (umbrales) que condicionen el desarrollo de un patrón *anabranching* en el Paraná con la finalidad de comparar estos resultados con otros sistemas fluviales gigantes del mundo con patrones *anabranching*.

Los principales resultados y conclusiones se sintetizan a continuación.

1) La generación y evoluciones de los bancos e islas de cauce están ligados a la interrelación y combinación de diversos procesos y factores:

i) *Dinámica meandriforme que presenta el thalweg del río Paraná Medio* (el cauce principal del Paraná...“tiene un comportamiento de un verdadero “río” sinuoso dentro de otro mayor que mantiene su caudal en toda la sucesión de ensanchamientos, confluencias, estrechamientos y expansiones de este último”, Toniolo (1999); o sea es un patrón predominantemente *anabranching*).

A medida que el thalweg exagera su onda se forma en el lado interno de la curva una plataforma sobre la cual se desarrollan y emergen los bancos centrales permanentes unitarios, que se transformarán en islas de cauce.

Por otra parte, las formas y el crecimiento dominante de las islas están principalmente condicionadas por el tipo, tasa y dirección de migración del thalweg (Cap. 5 tabla 5.6).

ii) Variación hidrológica

Varios estudios han demostrado como el caudal efectivo es la principal variable independiente en los procesos morfológicos de este río (Toniolo, 1999, Ramonell *et al.*, 2000, Amsler *et al.*, 2005).

En tal sentido, los caudales efectivos elevados promueven un aumento en la sinuosidad del thalweg, ancho del río y grado de entrelazamiento, es decir un aumento en la cantidad de islas. Correspondiéndose los principales procesos de formación de nuevas islas a partir de: fragmentación de islas preexistentes, escisión de la planicie aluvial y formación de bancos centrales permanentes por aumento de la sinuosidad del thalweg. En cambio, una disminución en el caudal efectivo incentiva una reducción del ancho del cauce y un aumento en el área de las islas, originando islas de tamaños muy grandes y grandes, mediante el crecimiento de las islas preexistentes por colonización de vegetación de los bancos adosados a ellas y uniones entre islas. Justamente, cuando prevalecen por varios años caudales bajos, los bancos quedan expuestos solamente a pequeñas crecidas que depositan una gran cantidad de material fino en sus superficies, que promueve una rápida colonización por vegetación.

Asimismo, se encontró que existe una relación estrecha entre la altura de los bancos y el caudal efectivo imperante durante la formación de los mismos, es decir que el caudal efectivo es semejante al caudal de *bar full*, existiendo una correlación directa entre la hidrología (representada por el caudal efectivo), la hidráulica (representada por el transporte de los granos producidos por ese caudal) y una morfología resultante (representada por los bancos de arena).

Por otra parte, se debe considerar los efectos de las crecientes extraordinarias, que impulsan las jerarquizaciones de brazos del río y de los riachos de islas y la planicie aluvial, además de provocar la deposición de bancos de grandes dimensiones (cerca de 4 km²).

iii) Distribución del caudal líquido y sólido en los brazos del río

La no correspondencia entre los porcentajes de caudales sólidos y líquidos en las bifurcaciones del cauce principal, genera desequilibrios entre las condiciones hidráulicas y las sedimentológicas, con consecuencias de erosión/sedimentación hacia aguas abajo donde se encuentran las islas y bancos.

iv) Controles litológicos

Esta variable está relacionada en primer lugar al estilo de patrón *anabranching* que se puede desarrollar. En tal sentido, en el Paraná Medio, existen dos predominios de

longitudes de brazos del río, de longitudes cortas (< 12 km), y otros de longitudes largas (> 15 km). Estos últimos se desarrollan preferentemente en los sectores del cauce donde ambos márgenes se corresponden a planicie aluvial. En estas zonas las islas son generalmente de grandes dimensiones (> 15 km²), donde la fragmentación de islas preexistentes, la escisión de la planicie aluvial, y uniones entre islas son los procesos que caracterizan y diferencian de los otros sectores del río. Por su parte, los brazos del río de longitudes cortas se ubican principalmente en los segmentos del río que se hallan limitados por una margen antigua conformada por materiales geológicos resistente y la otra por planicie aluvial, correspondiéndose el principal proceso formador de las islas la exageración de las ondas del thalweg.

En segundo lugar, los tipos de materiales litológicos presentes en las márgenes controlan ciertas particularidades como: direccionamientos del flujo, morfología y estabilidad de las ondas del thalweg, tasas de erosión, y varias características de las islas (permanencia en el cauce, dirección de crecimiento, cantidad, etc.).

2) Con respecto a la influencia de esos procesos en la generación de escenarios de riesgo, se destacan:

- ❖ El gran recambio de islas, donde se ha identificado que más del 50% de las mismas se han configuraron en los últimos 70 años. Sumado, las modificaciones en área que experimentan estas geoformas, por uniones entre ellas y adhesiones de bancos, así como erosiones; ocasionan importantes modificaciones morfológicas del cauce en pocos años. En consecuencia producen alteraciones en diversas actividades y manejo del sistema, como: ordenamiento territorial, emprendimientos económicos, población isleña, obras estructurales, la traza de la ruta de navegación, entre otros.

- ❖ El gran porcentaje de islas que se adosan a la planicie aluvial (cerca de 40% en los últimos 70 años), que se caracterizan generalmente por estar limitadas por pequeños riachos que permanecen conectados con el cauce principal por un tiempo prolongado. Estos riachos frecuentemente tienen más ingreso de agua que sedimentos, lo que favorece que se jerarquicen los surcos y canales de desborde vinculados con la planicie aluvial. Lo anterior no sólo promueve el pasaje del caudal líquido hacia la planicie aluvial sino que podría condicionar la formación de cauces secundarios que se dirigen hacia la planicie aluvial. Además, como las islas adosadas en general poseen las mayores alturas de terreno de la planicie, pueden incrementar la pendiente lateral.

3) En cuanto al modelo morfodinámico para la denominada “islas del cauce principal”, el principal formador y modelador de las islas es justamente, el cauce principal del sistema que, con una dinámica mixta de cauce *anabranching* y meandriforme ha barrido, en el último siglo, una superficie del doble de su ancho efectivo (i.e. aproximadamente 4 km en total), con tasas de erosión y sedimentación de decenas de m/año o incluso algo superiores.

Justamente, la elevada tasa de configuración de nuevas islas y modificaciones de las preexistentes, permitió diferenciar seis modelos multitemporales de tipo evolutivo de las mismas:

- I) a partir de la formación de un banco de arena en brazos de menor jerarquía del que contiene al thalweg, debido a las condiciones hidrodinámicas propicias para la acumulación del material del fondo,
- II) por aumento de la amplitud de las ondas del thalweg,
- III) a partir de la formación de un banco de arena en el lado cóncavo de la margen del río,
- IV) por jerarquización de riachos en islas del cauce, fragmentando las islas preexistentes,
- V) por jerarquización de riachos de la planicie aluvial más recientemente formada (generalmente se corresponde con antiguas islas adosadas); y
- VI) combinación de los modelos anteriores a partir de uniones de distintas islas.

A pesar de que, el mayor porcentaje de islas se modifican dentro del cauce (por sedimentación, erosión, uniones, fragmentaciones), una buena proporción de ellas se adosan a la planicie aluvial, pero, como el río se comporta como un sistema de retroalimentación entre los procesos de depositación/erosión estas islas adosadas son más susceptibles a los efectos erosivos, pudiendo desaparecer o volver nuevamente al cauce por jerarquización de un riacho.

4) Por último, las variables geomorfológicas principales que condicionarían el estilo de patrón *anabranching* y la celeridad de configuración de las islas, se corresponderían a los cambios en la pendiente de la superficie del agua y el tipo de material que compone las márgenes del río.

En los segmentos de menor pendiente y con mayor resistencia a la erosión, el cauce limitado por una margen con una barranca antigua resistente, y la otra por planicie aluvial, el cauce origina una forma en planta dada principalmente por una

sucesión de tramos estrechos (de cauce único) y ensanchados (con formación de islas, de tamaños más reducidos que en los segmentos de mayor pendiente) modelados principalmente por la dinámica meandriforme del thalweg.

En ese sentido, las mayores tasas de modificaciones y configuraciones de nuevas islas, tanto a escala centenaria como decenal, se registraron en la parte superior del tramo medio del río, desde la ciudad de Corrientes (27°28'S - 58°52'O) hasta La Paz (30°44'S - 59°40'O) (*fig. 5.7*). Esto podría estar vinculado a la mayor pendiente longitudinal de esos segmentos y mayor presencia de planicie aluvial conformando ambas márgenes del río (63%). En este marco, existiría mayor energía dentro del cauce y menor control litológico, lo que favorecería la formación y modificación de islas mediante los modelos ya mencionados, rodeados por largos brazos de jerarquía más o menos similar. En cuanto, a los segmentos de este tramo que tienen mayor control litológico, con una margen limitada por una barranca antigua resistente, y la otra, por planicie aluvial, se diferencian por tener un patrón *anabraching* más reducido, donde existe una sucesión de estrechamientos conformados por cauce único y ensanchamientos con desarrollo de brazos de longitudes cortas, modelados principalmente por la dinámica meandriforme del thalweg.

En cuanto a la porción inferior del río Paraná Medio, desde la ciudad de La Paz (30°44'S - 59°40'O) hasta Rosario (32°57'S - 60°37'O), además de tener menor pendiente (Cap. 3, *fig. 3.5*) presenta mayor resistencia a la erosión, debido a que el 80% de su longitud contiene una margen limitada por una barranca antigua resistente, y la otra, por planicie aluvial, que una buena parte se corresponde a material aluvial de baja erodabilidad. En este escenario, la forma del cauce es más estable, dada principalmente por una sucesión de tramos estrechos (de cauce único) y ensanchados (con formación de islas, de tamaños más reducidos que en los segmentos de mayor pendiente) modelados principalmente por la dinámica meandriforme del thalweg.

En síntesis, es de interés resaltar que los resultados obtenidos en esta tesis, aportan conocimiento pionero sobre los mecanismos y procesos que actúan en la configuración y modificación de las islas en un gran río *anabranching*. En segundo lugar, queda demostrado que la configuración del patrón *anabranching* del Paraná está relacionada a distintas variables y factores que se interrelacionan entre sí. Se sugiere que un sistema de retroalimentación entre procesos de deposición/erosión a escala decenal es el principal responsable de la generación y persistencia del patrón de canal *anabranching*. La complejidad de los procesos a diversas escalas nos

permite concluir que no es posible elaborar un modelo único basado en un enfoque “físico-morfodinámico” que explique el funcionamiento a lo largo de todo el sistema si no se tienen en cuenta las variables geomorfológicas - sedimentológicas y los elementos geológicos que afectan o parcialmente controlan el sistema. En este sentido se destacan el reconocimiento de dos variables geomorfológicas críticas: cambios en la pendiente y tipo de material de las márgenes, que condicionarían la generación de los dos estilos de *anabranching* identificados en el tramo medio del río, así como la celeridad de los cambios morfológicos de las islas.

BIBLIOGRAFÍA

- Alarcon, J., Szupiany, R., Montagnini, M., Gaudin, H., Prendes, H., y Amsler M. 2003. Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná. 1° Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Ezeiza.
- Alberdi, R., y Ramonell C.G. 2013. Evaluación de cambios morfométricos recientes en cauces menores del Río Paraná Medio. 6° Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, 15 p., Santa Fe.
- Amsler, M.L., Toniolo, H. y Ramonell, C.G. 1998. Evolución morfológica del Río Paraná: criterios metodológicos empleados en el dimensionamiento de la extensión de la cubierta protectora del Túnel Subfluvial Hernandarias. 17° Congreso Nacional del Agua y 2° Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Anales 3: 386-395, Santa Fe
- Amsler, M. L., y Prendes, H. 2000. El Río Paraná en su Tramo Medio. Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 233-306.
- Amsler, M.L., y Ramonell, C.G. 2002. Paraná river channel adjustments to dominant discharge changes. River flow 2002. International Conference on Fluvial Hydraulics, vol. 2. A.A. Balkema Publ., 921–930, Belgium.
- Amsler, M. L., Ramonell, C.G. y Toniolo, H. 2005. Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century. *Geomorphology* 70: 257-278.
- Ashmore, P.E. 1982. Laboratory modelling of gravel, braided stream morphology. *Earth Surf. Proc. Landforms* 7: 201-225.
- Ashmore, P.E. 1991. How do gravel-bed rivers braid? *Can. J. Earth Sci.* 28: 326-341.

- Ashworth, P.J., Best, J.L., Roden, J.E., Bristow, C.S. y Klaassen, G.J. 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47: 533-555.
- Berry, P. L., y Reid, D. 1993. *Mecánica de suelos*. McGraw-Hill. Santafé de Bogotá.
- Bertoldi de Pomar, H. 1980. Campaña limnológica KERATELLA I en el río Paraná Medio: sedimentos de fondo. *Revista Ecología Argentina* 4: 31-43.
- Bertoldi de Pomar, H. 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del Río Paraná: Caracteres texturales de los sedimentos de fondo. *Rev. Asoc. Cs. Nat. Litoral* 15: 57-58.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C.S. and Roden, J.E. 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, midchannel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh, *Journal of Sedimentary Research* 73: 516–530.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Sarker, M.H., Roden, J.E. 2007. The Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. In: Gupta A. (ed.) *Large Rivers: Geomorphology and Management*. Wiley, 395-433, Chichester.
- Bluck, B.J. 1976. Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. R. Soc. Edinb.* 69: 425-456, Edinburgh.
- Bluck, B.J., 1979. Structure of coarse grained braided stream alluvium: *Trans. R. Soc. Edinb.* 70: 181-221, Edinburgh.
- Boldt, J.A., Czuba, J.A., Straub, T.D., Curran, C.A., Szupiany, R.N. y Oberg, K.A. 2012. Calibration procedure and MATLAB-based tool to estimate suspended sediment concentration from down-looking acoustic Doppler current profilers. *Hydraulic Measurements & Experimental Methods 2012 Conference*. Snowbird, Utah.
- Bonetto, A.A. 1976. Calidad de las aguas del río Paraná, introducción a su estudio ecológico. Convenio: DNCPyVN – INCYTH – PNUD – UNESCO. CECOAL. Corrientes, Argentina

- Bonetto, A.A., y Orfeo, O. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina (Provincia de Corrientes, R.A.). *Rev. Asoc. Arg. de Min., Petrol. y Sedimentología* 15 (3-4): 51-61.
- Bowles, J.E. 1978. *Engineering properties of soils and their measurement*. McGraw-Hill Book Comp. New York.
- Bridge, J.S. 1985. Paleochannels inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *J. Sedim. Petrol.* 55: 579-589.
- Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers, in Best, J.L., and Bristow, C.S., (eds.) *Braided Rivers*, Geological Society of London, Special Publication 75: 13-71.
- Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record*. 1183 Blackwell, 491 p., Oxford.
- Bridge, J.S. y Demicco, R. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press, 830 p., New York.
- Bristow, C.S. 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. In: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Ethridge, F.G., Flores, R.M. and Harvey, M.D. (eds.), Special Publication of the Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, 39: 63-74, Tulsa, OK.
- Bristow, C.S. 1993. Sedimentary structures in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh. In: *Braided Rivers*. Best, J.L. y Bristow, C.S. (eds.), Special Publication of the Geological Society of London, 75: 277-289.
- Brizga, S.O. y Finlayson, B.L. 1990. Channel avulsión and river metamorphosis: the case of the Thomson River, Victoria, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 391-404.
- Brunetto, E. 2012. Desplazamientos laterales neógenos en fallas del sur de Entre Ríos, a partir de evidencias estratigráficas, geomorfológicas y datos de GPS.

- Jornada Abierta de Comunicaciones Científicas del IGEB. Tectónica de Desplazamiento de Rumbo, Actas 6 p., Buenos Aires.
- Brunetto, E.; Noriega, J.I. y Brandoni, D. 2013. La Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos. Estratigrafía y edad. En: D. Brandoni & J.I. Noriega (eds.) El Neógeno de la Mesopotamia argentina, Buenos Aires, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 13-27.
- Brunetto, E., Kröhling D. y Francisconi C. 2014. La geomorfología de una región representativa de Pampa norte y sur de la Mesopotamia en el contexto de los procesos endógenos. Aportes para el mapeo de áreas de llanura. 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Cabral, S.A. 1973. La fuerza de Coriolis en el río Paraná. Ed. Colmegna, Santa Fe.
- Cant, D.J., y Walker, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the Sandy braided South Saskatchewan River, Canada, *Sedimentology* 25: 625-648.
- Castro, S.L., Cafaro, E.D., Gallego, M.G., Ravelli, A.M., Alarcón, J.J., Ramonell, C.G. y Amsler, M.L. 2007. Evolución morfológica histórica del cauce del Río Paraná en torno a Rosario (Km 456 – 406). 11° Congr. Nac. del Agua, 20 p., S.M. de Tucumán.
- Ceirano, E., Paoli, C. y Schreider, M. 2000. Las inundaciones en el área de Santa Fe. Interpretación de sus efectos y simulación de los subsistemas Leyes-Setúbal y Ruta Nacional 168-Alto Verde. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral, 2: 239-297.
- Charlton R. 2008. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge, 234 p., New York.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rosello, E.A. y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 627-644, Buenos Aires.

- Church, M.A. 1972. Baffin Island sandars: a study of Artic fluvial processes: Canada Geol. Survey Bull. 216: 208 p.
- CIM (2012). Centro de Informaciones Meteorológicas de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral.
- Coleman, J.M. 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* 3: 129-239.
- Collinson, J. 1970. Bedforms in the Tana River, Norway. *Geogr. Annaler* 52: 31-56.
- CONSULAR - IATASA - GRIMAUX - ATEC – INCOCIV UTE 2008. Interconexión vial entre las ciudades de Reconquista (Santa Fe) y Goya (Corrientes). Informe del Proyecto Ejecutivo. Buenos Aires.
- Crowley, K.D., 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: primary structures and formative processes: *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 117-133.
- De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8: 129–161.
- Depetris, P.J. y Griffin, J.J. 1968. Suspended load in the río de La Plata drainage basin. *Sedimentology*, 11 (1/2): 53-60.
- Drago, E.C. 1973. Caracterización de la llanura aluvial del Paraná Medio y de sus cuerpos de agua. *Bol. Paranaense de Geociências*, 31: 31-44.
- Drago, E.C. 1977. Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del Río Paraná Medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (4): 277-290.
- Drago, E. C. y Amsler M. L. 1988. Suspended sediment at a cross section of the Middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. *Sediment Budgets, Proc. of the Porto Alegre Symposium*, December, IAHS 174: 381-396.

- Drago, E. 1990. Geomorphology of large alluvial rivers: Lower Paraguay and Middle Paraná. *Interciencia* 15 (6): 378-387.
- Drago, E.C. y Amsler, M.L. 1998. Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay Rivers. *Water International*, IWRA 174-183.
- Drago, E.C., Amsler, M.L. y Paira, A.R. 2014. Recrecimiento aguas arriba de bancos de arena e islas en el río Paraná. *Aqua-LAC* (revista del programa Hidrológico internacional para América Latina y el Caribe) 6 (1): 1-7.
- Dunne, T. y Aalto, R.E. 2013. Large rivers floodplains. In: Shroder, J. and Wohl, E. (Eds.) *Treatise on Geomorphology*, Academic Press 9: 645-678, San Diego.
- Einstein, H.A. 1950. The bed load function for sediment transportation in open channels. *Technical Bulletin* 1026, U.S. Department of Agriculture. Soil Conservation Service, Washington, D.C.
- Engelund, F. y Fredsøe, J. 1982. Sediment Ripples and Dunes. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 14: 13-37.
- Engelund, F. y Hansen, E. 1967. A monograph on sediment transport in alluvial stream. *Teknisk Forlag*. Copenhagen, Denmark.
- Fairbridge, R. W. (ed.) 1968. The encyclopedia of geomorphology. *Encyclopedia of earth sciences series*. Vol. III. Reinhold Book Corporation, New York.
- Fedele, I. 1995. Dune velocity in sand bed rivers, H(2000). 16° IAHR Congress Student papers.V5, London.
- Fernandez Garrasino, C., y Vrba, A.V. 2000. La Formación Paraná: aspectos estratigráficos y estructurales de la región chacoparanense. En Aceñolaza F.G. y Herbst, R. (eds.) *El Neógeno de Argentina*, INSUGEO, Serie Correlac. Geol., 14: 139-145, Tucumán.
- FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 1993. Navegación con ultramarinos en el tramo Santa Fe – Puerto San Martín. *Factibilidad técnico – económica*.

Informe Final, Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, Univ. Nac. del Litoral, Santa Fe, Argentina.

FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 1997a. Análisis de la evolución de los principales parámetros hidráulico-morfológicos que podrían influir sobre el comportamiento futuro de la obra de protección del Túnel Subfluvial Hernandarias. Informe Final, Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, Univ. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.

FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 1997b. Estudio de prefactibilidad para la navegación en el tramo Puerto Paraná – Puerto Iguazú del río Paraná y del río Paraguay hasta Asunción. Informe Final, Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.

FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 2008. Estudios complementarios hidráulicos y morfológicos isla de La Invernada, río Paraná. Comitente: Subsecretaría de puertos y vías navegables. Informe Final, Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.

FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 2012. Estudios básicos para la determinación de la vulnerabilidad a las inundaciones de las áreas costeras al río Paraná, próximas a las localidades de Goya y Reconquista. Capítulo: "Relevamientos geológicos y geomorfológicos del río Paraná en el tramo Bella Vista – Goya. Datos obtenidos en campaña". Comitente: Secretaría de Obras Públicas de la Nación. Informe Final, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.

FICH (Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas) 2014. Estudio de inventario y prefactibilidad del aprovechamiento hidroeléctrico sustentable de un río de llanura (Paraná). Capítulo: Estudios de Geología y Geomorfología. Comitente: Secretaría de Energía de la Nación. Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.

Filí, M.F. 2001. Síntesis Geológica e Hidrológica del noroeste de la provincia de Entre Ríos – República Argentina. Boletín Geológico y Minero, Número especial 112: 25-36.

- Fujita, Y. 1989. Bar and channel formation in braided streams. In: River Meandering (Ed. by S. Ikeda and G. Parker), Water Research Monograph 12. American Geophysical Union, 417-462, Washington, DC.
- Gentili, C.A. y Rimoldi, H.V. 1979. Mesopotamia. 2° Simposio de Geología Regional Argentina 1: 185-223, Córdoba.
- Giacosa, R., Paoli, C., y Cacik, P. 2000. El Río Paraná en su Tramo Medio. Conocimiento del Régimen Hidrológico. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, 2: 71-103.
- Guerrero, M., y Lamberti, A. 2011. Flow Field and Morphology Mapping Using ADCP and Multibeam Techniques: Survey in the Po River. ASCE J. Hydraulic Eng. 137 (12): 1576-1587.
- Guerrero M., Szupiany R.N., y Amsler, M.L. 2011. Comparison of acoustic backscattering techniques for suspended sediments investigation. Flow Meas. and Inst. 22(5): 392-401, doi:10.1016/j.flowmeasinst.2011.06.003
- Guerrero, M., Rüther, N., y Szupiany, R.N. 2012. Laboratory validation of ADCP techniques for suspended sediments investigation. Flow Measurement and Instrumentation, 23(1), Doi:10.1016/j.flowmeasinst.2011.10.003.
- Gupta, A. (Ed.), 2007. Large Rivers: Geomorphology and Management. Wiley, 689 p. Chichester.
- Hamilton, S.K., Kelndorfer, J., Lehner, B., Tobler, M. 2007. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). Geomorphology, 89: 23-38. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.024.
- Hein, F. J., y Walker, R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences 14: 562-570
- Herbst, R. 1972. Nota sobre la Estratigrafía de la provincia de Corrientes, Argentina. 4º Jornadas Geológicas Argentinas. Actas: 3: 87-95.

- Herbst, R. 2000. La Formación Ituzaingó (Plioceno). Estratigrafía y distribución. En Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (eds.) El Neógeno de Argentina. INSUGEO, Serie Correlac. Geol., 14: 181-190, Tucumán.
- Herbst, R., Santa Cruz, J.N. y Zabert, L.L. 1976. Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la Mesopotamia Argentina, con especial referencia a la provincia de Corrientes. Rev. Asoc. Cs. Nat. del Litoral 7: 101-121.
- Herbst, R. y Santa Cruz, J.N. 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana 2: 1-51.
- Hooke, J.M. 1986. The significance of mid-channel bars in an active meandering river. Sedimentology 33: 839-50.
- Howard, A.D. 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology. In Anderson, M., Walling, D. y Bates, P. (eds.) Floodplain processes. Wiley, 15-62.
- Huang, H.Q., Nanson, G.C. 2007. Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern. Water Resources Research 43, W07441.doi:10.1029/2006WR005223.
- Huerta & Asoc. 2003. Estudios de prefactibilidad y anteproyecto definitivo de la Interconexión Vial entre las Provincias de Corrientes y Santa Fe. Informe Final, Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires.
- HYTSA 1987. Cruce subfluvial del Gasoducto Mesopotámico - Estudios hidráulicos. Informe Final, Vol. A-E, Gobierno de Entre Ríos.
- Iriondo, M. 1972. Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del Río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 17 (2): 155-160.
- Iriondo, M. 1973. Mineralogía de las arenas de la Formación Yupoi. Rev. Asoc. Cs. Nat. del Litoral 4: 87-96.
- Iriondo, M. 1979. Origen y evolución del Río Paraná. Trab. Presentados 2º Jorn. del Paraná Medio. Santa Fe.

- Iriondo, M. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-141, Santo Tomé.
- Iriondo, M. 1987. Geomorfología y cuaternario de la provincia de Santa Fe (Argentina). D'Orbignyana 4: 1-54, Corrientes.
- Iriondo, M. 1988. A comparison between the Amazon and Paraná river systems. Mitt. Geol.-Paläont. Inst., H. 66: 77-92.
- Iriondo M. 1989. Major fractures of the Chaco-Pampa plain. In Möerner N. (ed), Bulletin of the INQUA, Neotectonics Commission .N.A. 12, 42.
- Iriondo, M. 2007. Geomorphology. In Iriondo, M., Paggi, J.C. y Parma, M.J. (eds.) The Middle Paraná River: limnology of a subtropical wetland, Springer-Verlag Berlín Heidelberg 2: 33-52.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Editorial Moglia, 437 p., Corrientes.
- Iriondo, M., y Drago E. 1972. Descripción cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná Medio, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 17 (2): 143-154.
- Junk, W.J., Bayley, P.B., y Sparks, R.E. 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. In: Dodge, D.P. (ed.) Proceedings of the International Large River Symposium (LARS). Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Science 106: 10-127.
- Fryirs K.A. y Brierley G.J. 2013. Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape. Blackwell, Oxford, UK.
- Knighthon, D. 1998. Fluvial forms & Processes – A New Perspective. Arnold, 383 p., London.
- Kondolf, G.M., y Piégay, H., (Eds.) 2003. Tools in Fluvial Geomorphology. Wiley, 688 p., Chichester.

- Konta, J. 1988. Minerals in rivers. In E. Degens, S. Kempe, and A. S. Naidu (eds.) Transport of carbon and minerals in major world rivers, lakes and estuaries, Part 5. Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPEAJNEP Heft Sonderband 66, 341-365.
- Kröhling D. 2001. Quaternary paleosol: loessic sequences of southwestern Entre Ríos Province, Northern pampa, Argentina. 6° Internacional Symposium and Field Workshop on Paleopedology in Mexico City (INQUA – ISSS), Proceedings: 27-28, México.
- Latosinski F., Szupiany R.N., Amsler M.L., Pujol A. y Gallego M. 2011a. Evaluation of ADCP to Estimate Suspended Sediment Transport. 2° Simposio sobre Métodos Experimentales en Hidráulica (MEH2011), Bahía Blanca.
- Latosinski F. G., Szupiany, R. N., Garcia C. M., Gallego M., Amsler M. L. y Pujol A. 2011b. Estimación del transporte de material de fondo en suspensión con ADCP en el río Paraná. 5° Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Universidad Nacional de Santiago del Estero.
- Latosinski F., Szupiany R.N., García C.M., y Guerrero M. 2012. Estimación del transporte de sedimentos de fondo en un gran río con perfilador acústico Doppler. 1º Encuentro de Jóvenes Investigadores en Formación en Recursos Hídricos. INA Ezeiza, Buenos Aires.
- Latrubese, E. 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101: 130-145.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. *Geomorphology* 44. 241-257.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology* 70: 372-397.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R. 2005. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 6 (1): 1-8.

- Latrubesse, E.M., Amsler, M., Morais, R.P., Aquino, S., 2009. The geomorphic responses of large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. *Geomorphology* 113 (3-4): 239-252.
- Latrubesse, E.M. y Stevaux, J.C. 2015. The Anavilhanas and Mariuá Archipelagos: Fluvial Wonders from the Negro River, Amazon Basin. In: Vieira, B.C., Salgado, A.A.R. y Santos, L.J.C. (eds.) *Landscapes and Landforms of Brazil*. Springer, 267 p.
- Leli, I. T., 2015. Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do alto rio Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista.
- Lelievre, J. y Navntoft, E. 1980. Measuring sediment load in the Paraná river. *Water Power & Dam Construction*, 21-24 p.
- Leopold, L.B. y Wolman, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight, Professional Paper United States Geological Survey, 262-B, 51 p.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., y Miller, J. P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, California.
- Lewin, J., Ashworth, P.J., 2013. Defining large river channel patterns: alluvial exchange and plurality. *Geomorphology*.<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.02.024>
- LH (Laboratorio de Hidráulica) 1974. Estudio del sistema fluvial Paraná – Santa Fe. Convenio SERNAH – INCYTH – PNUD – UNESCO, Vol. I y II. Buenos Aires.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing Rivers: a review of their classification, origin and sedimentar products. *Earth Science Reviews* 53: 149-196.
- Mangini, S. P., Prendes, H. H., Amsler M. L y Huespe, J. 2003. Importancia de la floculación en la sedimentación de la carga de lavado en ambientes del Río Paraná, Argentina. *Ing. Hidráulica en México*, 3:55-69.

- Marchetti, Z.Y., Latrubesse, E.M, Pereira, M.S., y Ramonell, C.G. 2013. Vegetation and its relationship with geomorphologic units in the Parana River floodplain, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.010>.
- Marchetti, Z.Y., y Ramonell, C.G. 2014. Valoración preliminar de la retención de sedimentos por hidrófitas en cauces secundarios del Río Paraná Medio. *Revista Aqua-LAC* 6 (1): 8-16.
- Marengo, H.G. 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones de laguna Paiva y del 'Entrerriense-Paranense. Tesis Doctoral, Tomos 1 y 2. Universidad de Buenos Aires.
- Marengo, H.G. 2008a. Nuevas Evidencias de neotectónica en la llanura central santafesina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1232-1233, San Salvador de Jujuy.
- Marengo, H.G. 2008b. Control estructural del río Paraná a la altura de la provincia de Santa Fe. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1230-1231, San Salvador de Jujuy.
- McLelland, S.J., Ashworth, P.J., Best, J.L., Roden, J.E. y Klaassen, G.J. 1999. Flow structure and transport of sandgrade suspended sediment around an evolving braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. In: *Fluvial Sedimentology* 6, Smith, N.D. y Rogers, J. (Eds.), Special Publication of the International Association of Sedimentologists 28: 43–57
- Mertes, L.A.K., Dunne, T., Martinelli, L.A., 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimoes-Amazon River, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 108: 1089-1107.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river deposicional environment. *Earth Science Review* 13: 1-62.
- Miall, A.D. 2006. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, 4º edición, 582 p.

- Nanson, G.C. 2013. Anabranching and Anastomosing rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (ed.) *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, *Fluvial Geomorphology*, 9: 330–345.
- Nanson, G.C., Huang, H. 1999. Anabranching rivers: divided efficiency leading to fluvial diversity. In: Miller, A. y Gupta, A., (eds.) *Varieties of Fluvial Form*. Wiley, 477-494 Chichester.
- Nanson, G. C. y Knighton, A. D. 1996. Anabranching Rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 217-239.
- Neiff, J.J., 1990. Ideas para la interpretación ecológica del Paraná. *Interciencia* 15 (6): 424-441.
- Neiff, J.J., Casco, S.L., Mari, E.C.K., Di Rienzo, J.A., Poi, A.S.G. 2014. Do aquatic plant assemblages in the Paraná River change along the river's length? *Aquatic Botany*. 114, 50–57.
- Nicholas, A.P., Sandbach, S.D., Ashworth, P.J., Amsler, M.L., Best, J.L., Hardy, R.J., Lane, S.N., Orfeo, O., Parsons, D.R., Reesink, A.J.H., Sambrook Smith, G.H., Szupiany, R.N., 2012. Modelling hydrodynamics in the Rio Paraná, Argentina: An evaluation and inter-comparison of reduced-complexity and physics based models applied to a large sand-bed river. *Geomorphology* 169-170, 192-211. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.05.014.
- OEA, 1969. Cuenca del río de La Plata. Estudio para su Planificación y Desarrollo.
- Oliveira Carvalho, N. de 1994. Hidrossedimentología práctica. CPRM. Río de Janeiro.
- Ore, H.T. 1964. Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Mountain Geology* 3: 1-14.
- Orfeo, O. 1995. Sedimentología del Río Paraná en el área de confluencia con el Río Paraguay. Th. doct. Géosciences 286 p., La Plata.

- Orfeo, O. 1996. Criterios para la clasificación de barras en grandes ríos entrelazados de llanura subtropical. 6° Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca, Actas: 231-236.
- Orfeo, O. y Stevaux, J.C. 2002. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Parana River (Argentina and Brazil). *Geomorphology* 44. 309-322.
- Padula, E. 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. En Leanza, A. F. (ed) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Ciencias 213-235, Córdoba.
- Page, K. y G. Nanson 1982. Concave-bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 529-543.
- Paira, A.R. y Drago, E.C. 2007. Origin, evolution, and types of floodplain water bodies. En Iriondo, M., Paggi, J.C. y Parma, M.J (eds.) *The Middle Paraná River: limnology of a subtropical wetland*. Springer. 53-81p.
- Paoli, C., Iriondo, M. y García, N. 2000. Características de las cuencas de aporte. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 27-68.
- Paoli, C., y Cacik, P., 2000. Régimen de crecidas y análisis de caudales máximos. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 105-171
- Paoli, C. y Schreider, M. 2000. *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Paoli, C. y Schreider, M. (eds.). Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 610 p.
- Parker, G. 1976. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics* 76: 457-479.
- Parody, H., y J. Estruco 1975. Racionalización del dragado del Río Paraná. *Teoría de*

- las mutuaciones periódicas. 4° Reunión Asoc. Latinoamericana de Dragado (ALAD), 1-54 p., Buenos Aires.
- Parsons, D.R., Best, J.L. Lane, S.N., Kostaschuk, R., Orfeo, O. and Hardy, R.J. 2005. The morphology and flow fields of 3D dunes, Rio Paraná, Argentina: results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler profiling, *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*, 110, F04503, doi: 10.1029/2004JF00231.
- Passeggi, E. 1996. Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del Río Paraná. *Revista Asociación Geológica Argentina* 51 (2): 156-164.
- Passeggi, E. 2000. Caracterización sedimentológica del material parental de los suelos asociados a los depósitos de cauce del tramo medio del río Paraná. Tesis doctoral. Universidad Católica de Santa Fe.
- Pasotti, P. 1968. Evidencias morfológicas del levantamiento de la 'Pampa Levantada' en un sector de la llanura santafesino-bonaerense. *Inst. de Fisiogr. y Geol., Univ. Nac. de Rosario, Publ. LIII*: 1-46.
- Pasotti, P. 1972. Sobre la presencia del último paleomodelo de red hidrográfica de edad pleistocénica en la llanura de la Provincia de Santa Fe. *Inst. de Fisiogr. y Geol., Univ. Nac. de Rosario, Publ. LVII*: 1-27.
- Pasotti, P. 1974. La neotectónica en la Llanura Pampeana. Fundamentos para el mapa neotectónico. *Inst. de Fisiogr. y Geol., Univ. Nac. de Rosario, Publ. LVIII*: 1-28.
- Pereira, M.S., Montagnini, M.D., Cafaro, E.D., Gallego, M.G., Hernández J. y Ramonell, C.G. 2009. Disparidades de evolución morfológica y transporte sedimentario en ensanchamientos sucesivos del Río Paraná. 4° Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Actas 14 pp, Salta.
- Popolizio, E., Borfitz, A.A. y Serra, P.Y. 1980. Fotointerpretación aplicada al estudio de las causas de los desmoronamientos de ribera en la localidad de Lavalle (prov. de Corrientes)". *Centro de Geociencias Aplicadas UNNE, Serie C de Investigación*, 15 (3): 1-57, Resistencia.

- Prendes, H.H., Torres, G.R. y Zapata, C.R. 1996. Aspectos sedimentológicos del riacho Barranqueras. 14° Congreso Nacional del Agua, Neuquén, Argentina.
- Puhakka, M., Kalliola, R., Salo, J., Rajasilta, M. 1993. La sucesión forestal que sigue a la migración de ríos en la selva baja peruana. Proyecto Amazonía. In: Kalliola, R., Puhakka, M. y Danjoy, W. (eds.) Amazonía Peruana: Vegetación húmeda tropical en el llano subandino. Universidad de Turku, Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales e ONERN 167-201 p., Finlandia.
- Pujol, A., Amsler, M.L., Sabatier, M.A. y Gaudin, H.E. 1985. Verificación de tres predictores Q/H en el río Paraná. 12° Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Argentina.
- Ramonell, C.G. 2005. Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas, Tomos 1 y 2. Universidad Nacional de San Luis.
- Ramonell, C.G. 2013. Planicie aluvial del Río Paraná Medio. En D. Kröhling (ed.) Guía del curso de campo 'From the Pampean Ranges to the North Pampa: tectonic and climatic forcing on the Late Quaternary landscape evolution of Central Argentina'. Sam-GeoQuat Int. Focus Group, INQUA Proj. 1311.
- Ramonell, C.G., Amsler, M.L., y Toniolo, H. 2000. Geomorfología del cauce principal. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 173-232
- Ramonell, C.G., Amsler, M. L. y Toniolo, H. 2002. Shifting modes of the Paraná River thalweg in its Middle-Lower reaches. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 129: 129-142, Stuttgart.
- Ramonell, C.G., Drago, E., Paira, A. y Amsler, M.L. 2007. Levee toe scour: a mechanism of sediment reworking in the Paraná River floodplain. Workshop on Morphodynamic Processes in Large Lowland Rivers, Proceedings. Santa Fe, Argentina

- Ramonell, C.G., Latrubesse, E.M. y Pereira, M.S. 2011. Procesos y ritmos de construcción actuales de la planicie aluvial del río Paraná Medio, geoformas resultantes. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1247-1248, Neuquén.
- Ramonell, C.G., Kandus, P., Minotti, P.G., Borro, M.M., Morandeira N.S. 2012. Nueva interpretación geomorfológica del Complejo Fluvio-litoral del Río Paraná en su desembocadura. 5° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología.
- Ramonell, C.G., Marchetti, Z.Y. y Pereira, M.S. 2013. Within-channel levees: a new-recognized fluvial form in the floodplain of a large river (Paraná River, South America). 8th IAG International Conference on Geomorphology, Abstracts, París.
- Ramonell, C.G., y Amsler, M.L. 2002. Guía de procedimientos metodológicos para estudios morfológicos de cauces fluviales argentinos. 11° Congr. Nac. del Agua, Actas: 11p., Córdoba.
- Ramonell, C.G. y Amsler, M.L. 2005. Avulsión y rectificación de meandros en planicies de bajo gradiente: consideraciones para su predicción. Rev. Ingeniería del Agua 12 (3): 231-248.
- Ramonell, C.G. y Cristina, I. 2014. Geomorfología y propagación de crecidas en el tramo medio del Río Paraná, Argentina. 2° Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Actas: 10 p., Santa Fe.
- Ramonell, C.G. y Montagnini, M.D. 1999. Particularidades del sedimento del lecho en ríos de origen andino y extra-andino de Argentina. Memorias del Taller Reg. sobre Tópicos Básicos y Aplicados de la Hidráulica Fluvial, Santa Fe.
- Reesink, A.J.H., Ashworth, P.J., Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Parsons, D.R., Amsler, M.L., Hardy, R.J., Lane, S.N., Nicholas, A.P., Orfeo, O., Sandbach, S.D., Simpson, C.J., Szupiany, R.N. 2014. Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Río Paraná, Argentina. Sedimentology 61 (4): 1055-1085.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1980. Depositional sedimentary environments. Springer - Verlag, New York.

- Richards, K., Brassington, J., Hughes, F. 2002. Geomorphic dynamics of floodplains: ecological implications and a potential modelling strategy. *Freshwater Biology* 47: 559-579.
- Rojas A.E. y Saluso J.H. 1987. Informe Climático de la Provincia de Entre Ríos. Publicación Técnica N° 14. EEA. Paraná, Entre Ríos.
- Russo, A., R. Ferrello y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco-Pampeana. 2° Simposio de Geología Regional Argentina 1: 139-183, Córdoba.
- Rust, B. R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18: 221-245.
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Lunt, I.A., Orfeo, O., Parsons, D.R., 2009. The sedimentology and alluvial architecture of a large braid bar, Río Paraná, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 79, 629-642. doi:10.2110/jsr.2009.066
- Sambrook Smith, G.H., Ashworth, P.J., Best, J.L., Woodward, J., y Simpson, C. J. 2005. The morphology and faces of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance. En Blum, M., Marriott, S. y Leclair, S. (eds) *Fluvial Sedimentology VI, Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 35: 145-158.
- Sanford, R. y Lange, F., 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 44 (8): 1316-1370.
- Santos M. L. y Stevaux, J. C. 2000. Facies and Arquitectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Paraná river. *Quaternary International* 72 (1): 87-94, England.
- Sarma, J.N., 2005. Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India, *Geomorphology* 70:256-256.
- Schumm, S. A., 2005. *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press 220 p., Cambridge, UK.

- Schumm, S.A., Erskine, W.D., y Tilleard, J.W., 1996. Morphology, hydrology, and evolution of the anastomosing Ovens and King Rivers, Victoria, Australia. *Bull. Geol. Soc. Ann.* 108: 1212-1224.
- Schumm, S.A., y Winkley, B.R. 1994. The character of large alluvial rivers. En S. A. Schumm and B. R. Winkley, (eds.) *The variability of large alluvial rivers*, ASCE, 1–9, New York.
- Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13: 5-27.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, .E. 1987. *Experimental Fluvial Geomorphology*, Wiley, 413 p.
- Sear, D.A., Newson, D.M., y Thorne, C.R. 2003. *Guidebook of applied fluvial geomorphology*. R&D Technical Report, DEFRA & Environment Agency, London. 233 p.
- SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) 2012. En: <http://sig.segemar.gov.ar/>
- Smith, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided meltwater system. *J. Geol.*, 82: 205-223.
- Smith, N.D. 1978. Some comments on terminology for bars in shallow rivers. In: Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 85-88.
- SNRH (Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación) 2009. *Sistema Nacional de Información Hídrica*. En: www.hidricosargentina.gov.ar/InformacionHidrica.html
- Sobrero, F., Ramonell, C.G., Pereira M.S. 2014. Morphological changes of the main channel of the Paraná river in Argentina, from XIXth century to the present. *Aqua-LAC (revista del programa Hidrológico internacional para América Latina y el Caribe)*. *Aqua-LAC* 6 (1): 50-62.
- Soldano, F. 1947. *Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina*. Cimera. Buenos Aires.

- Southard J.B., Smith, N.D. y Kuhnle, R.A. 1984. Chutes and lobes: newly identified elements of braiding in shallow gravelly streams. In: Koster, E.H., Steel, R.J. (eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Can. Soc. Petrol. 33: 180-190.
- Souza Filho, E.E. y Stevaux, J.C. 2004. Geology and geomorphology of the Baía-Curutuba-Ivinheima river complex. In Thomaz, S. M.; Agostinho, A. A. & Hahn, N. S. (eds.) *The Upper Paraná River and its Floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation*. Leiden, Backhuys Publishers 1-29.
- Stappenbeck, R. 1926. *Geologie und grundwasserkunde der Pampa*. Inédito. Stuttgart.
- Stevaux, J.C., 1993. O rio Paraná superior: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de doutorado, São Paulo.
- Stevaux, J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: Correlation with NE Argentina an South - Central Brazil. *Quaternary International*, 73-85.
- Stevaux, J.C. y Souza, I.A. 2004. Floodplain consruction in an anastomosed river. *Quaternary International*, 14:55-65.
- Sundborg, A. 1956. The River Klarälven: a study of fluvial processes. *Geografiska Annaler*, 38: 125-316.
- Szupiany, R.N. Amsler, M.L., Parsons, D.R. y Best J.L. 2009. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences. *Water Resources Research*. 45 (5): doi:10.1029/2008WR007428.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Hernandez, J., Parsons, D. R., Best, J. L., Fornari, E., and Trento, A. 2012. Flow fields, bed shear stresses, and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river. *Water Resour. Res.*, 48, W11515, doi:10.1029/2011WR011677.

- Thorne, C.R. 1998. Stream reconnaissance handbook: geomorphological investigation and analysis of river channels. Wiley, 133 p. Chichester.
- Thorne, C.R., Russell, A.P.G., y Alam, M.K., 1993. Planform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh, in Best, J.L., and Bristow, C.S., (eds.) Braided Rivers: Geological Society of London, Special Publication 75: 257–276.
- Thorp, J.H., Thoms, M.C., Delong, M.D. 2006. The riverine ecosystems synthesis: biocomplexity in river networks across space and time. River Research and Applications, 22 (2): 123-147.
- Toniolo, H.A. 1999. Las Divagaciones del Thalweg del Río Paraná. M.Sc. Thesis. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Universidad Nacional del Litoral.
- Toniolo, H., Amsler, M.L. y Ramonell, C.G. 1999. Prediction of the thalweg aspect ratio at a large alluvial river: the Paraná River (Argentina). 28° Intern. Assoc. of Hydraulics Research Congress, Proc., 7 p.
- Tooth, S., y Nanson, G.C., 1999. Anabranching rivers on the Northern Plains of arid central Australia. Geomorphology 29: 183-211.
- Tooth, S., y Nanson, G.C., 2000. The role of vegetation in the formation of anabranching channel in an ephemeral river, Northern Plains, arid central Australia. Hydrological Processes 14: 3099-3117.
- Van den Berg, J.H. 1995. Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. Geomorphology 12: 259-279.
- Van Rijn, L.C. 1993. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications. Ruinen, The Netherlands.
- Wende, R. y Nanson, G.C. 1998. Anabranching rivers: ridge-form alluvial channels in tropical northern Australia. Geomorphology 22: 205-224.

Winkley, B.R., Schumm, S.A. 1994. River variability-engineering significance. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (eds.) *The Variability of Large Alluvial Rivers*. ASCE Press 455-459, New York.

Yalin M.S. 1992. *River mechanics*. Pergamon Press, 219 p. Oxford.

Zarauza, J., Sanuy, S., de la Torre, L. y Minondo, L. 1977. *Estratigrafía*. Editorial Rueda, 718 p. Madrid.

ANEXO A

Tablas de imágenes aéreas, registros cartográficos planimétricos y batimétricos
utilizados

Tipo de registro	Ubicación	Soporte	Fecha de captura
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Zona aa de Empedrado - Zona de AA de Romang (Km 1110 - 930)	papel	años 1960- 1961
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Curtiembre - Pto Celina (Km 655 - 620)	papel	año 1954
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Zona de Chapetón (Km 630)	papel	año 1965
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Zona de Chapetón (Km 630)	papel	año 1974
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Bajada Grande (Km 610 - 570)	papel	año 1954
Relevamiento fotogramétrico del IGN (ex-IGM)	Pto. San Martín - Rosario (Km 450 - 420)	papel	años 1954
Batimetrías	Zona abajo de Esquina - Riacho Las Nieves (Km 845 - 853)	Digital	28/09/2007
Batimetrías	Zona abajo de Esquina (Km 836 - 845)	Digital	03/11/2007
Batimetrías	Zona Ingá (Km 825 - 836)	Digital	01/11/2007
Batimetrías	Costa Brava (Km 810 - 825)	Digital	30/10/2007
Batimetrías	Zona Cortado Garibaldi - Trav. Espinillo (Km 799 - 810)	Digital	04/10/2007
Batimetrías	Zona de San Juan (Km 776.5 - 780.5)	Digital	24/06/2008
Batimetrías	Curuzú Chali (Km 754 - 784)	Digital	22/04/2008
Batimetrías	Zona abajo de La Paz (Km 751 - 757)	Digital	08/11/2007
Batimetrías	Zona Cortada Arroyo Seco (Km 738 - 751)	Digital	10/11/2007
Batimetrías	Zona Santa Elena (Km 724 - 709)	Digital	11/04/2008
Batimetrías	Paso Correntoso Viejo (Km 704 - 709)	Digital	13/08/2008
Batimetrías	Aguas Corrientes - Villa Urquiza (Km 609 - 619.5)	Digital	23/10/2007
Batimetrías	Travesía Aguas Corrientes - Bajada Grande (Km 595 - 609)	Digital	16/10/2007
Batimetrías	Zona La Paciencia - Embocadura Riacho Barroso (Km 584 - 587)	Digital	15/07/2008
Batimetrías	Zona La Paciencia - Bajada Grande (Km 584 - 594)	Digital	17/10/2007
Batimetrías	Bajada Grande (Km 610)	Digital	01/12/1999
Batimetrías	Curtiembre a Cerrito (Km 655 - 620)	Digital	1999 y 2009

Batimetrías	Cerrito a Villa Urquiza (Km 640 - 619)	Digital	2000 y 2009
Batimetrías	Zona de Corrientes (Km 1215 - 1175)	Digital	27 a 30/10/2005
Batimetrías	Zona de Rosario (Km 450 - 420)	Digital	dic-2004
Batimetrías	Hidrovia: Esquina - Entrepaso Bella Vista (Km 850 - 452.1)	Digital	2009 y 2011
Batimetrías	Zona de Hernandarias	Digital	2000
Batimetrías	Punta Rubio - Goya (Km 1005 - 980)	Digital	2011
Batimetrías	Punta Rosa (Km 680)	Digital	2009
Batimetrías			
Batimetrías	Curtiembre - Pto Celina (Km 655 - 620)	papel	1989
Batimetrías	Curtiembre - Pto Celina (Km 655 - 620)	papel	1971
Batimetrías	Punta Rosa (Km 680)	papel	1989
Batimetrías	Zona Denis	papel	1989
Batimetrías	Zona de Lavalle	papel	1983
Cartas de navegación	Corrientes - Rosario	papel	1969
Cartas de navegación	Empedrado - Rosario	papel	1939
Cartas de navegación	Corrientes - Rosario	papel	1913
Cartas de navegación	Corrientes - Rosario	papel	1847
Cartas de navegación	Esquina - Rosario	papel	1907
Cartas de navegación		papel	1922
Planos comparativos	Curtiembre - Pto Celina (Km 655 - 620)	papel	1908 - 1913 - 1918 - 1922 - 1943

Tabla 1. Fotografías aéreas, batimetrías, cartas de navegación y planos comparativos utilizados en la presente tesis.

Tipo de registro	Ubicación	Soporte	Fecha de captura	Escala/Resolución espacial
LANDSAT 2 MSS	243/79	Digital	1977-09-18	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/80	Digital	1977-09-18	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/81	Digital	1977-09-18	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/82	Digital	1977-09-18	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/83	Digital	1977-09-18	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/79	Digital	1981-08-10	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/80	Digital	1981-08-10	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/81	Digital	1981-08-10	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/82	Digital	1981-08-10	80 m
LANDSAT 2 MSS	243/83	Digital	1981-08-10	80 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	1986-01-27	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	1986-01-27	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	1986-01-27	30 m

LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	1986-02-28	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	1986-02-19	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	1986-02-28	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	1991-01-09	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	1991-01-09	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	1991-10-08	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	1993-09-11	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	1991-10-08	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	1991-09-29	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	1991-10-08	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	1996-01-07	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	1996-01-07	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	1996-01-07	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	1996-01-07	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	1995-12-29	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	1996-01-07	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	1999-11-15	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	1999-11-15	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	1999-11-15	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	1999-11-15	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	1999-12-08	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	1999-11-15	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	2004-10-11	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	2004-10-11	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	2004-10-11	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	2004-10-11	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2004-09-19	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	2004-10-11	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	2009-05-02	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	2009-05-02	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	2009-05-02	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	2009-05-02	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2009-04-07	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	2009-05-02	30 m
LANDSAT 5 TM	226/079	Digital	2011-01-16	30 m
LANDSAT 5 TM	226/080	Digital	2011-01-16	30 m
LANDSAT 5 TM	226/081	Digital	2011-01-16	30 m
LANDSAT 5 TM	226/082	Digital	2011-01-16	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2011-01-23	30 m
LANDSAT 5 TM	226/083	Digital	2011-01-16	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2010-12-22	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2010-12-06	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2010-10-19	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2010-10-03	30 m
LANDSAT 5 TM	227/082	Digital	2010-04-10	30 m

CBERS 2B HRC	166-E/131-2	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/131-3	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/131-4	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/131-5	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/132-1	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/132-2	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/132-3	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/132-4	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/132-5	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/133-1	Digital	24/01/2009	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-C/133-2	Digital	30/06/2008	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/133-3	Digital	21/08/2008	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/133-4	Digital	21/08/2008	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/133-5	Digital	21/08/2008	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/134-3	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/134-4	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/134-5	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/135-1	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-E/135-2	Digital	2009-01-24	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/135-1	Digital	2008-12-29	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/135-2	Digital	2008-12-29	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/135-3	Digital	2008-12-29	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-D/135-4	Digital	2008-12-29	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-C/135-4	Digital	2008-12-03	2,7 m
CBERS 2B HRC	166-C/135-5	Digital	2008-12-03	2,7 m
SPOT	2960061	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960052	Digital	1993-03-07	15m
SPOT	2960054	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960112	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960114	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960172	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960174	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960232	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960231	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960224	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960233	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960282	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960284	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960342	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	2960344	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160042	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160044	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160102	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160104	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160162	Digital	1993-03-07	15 m

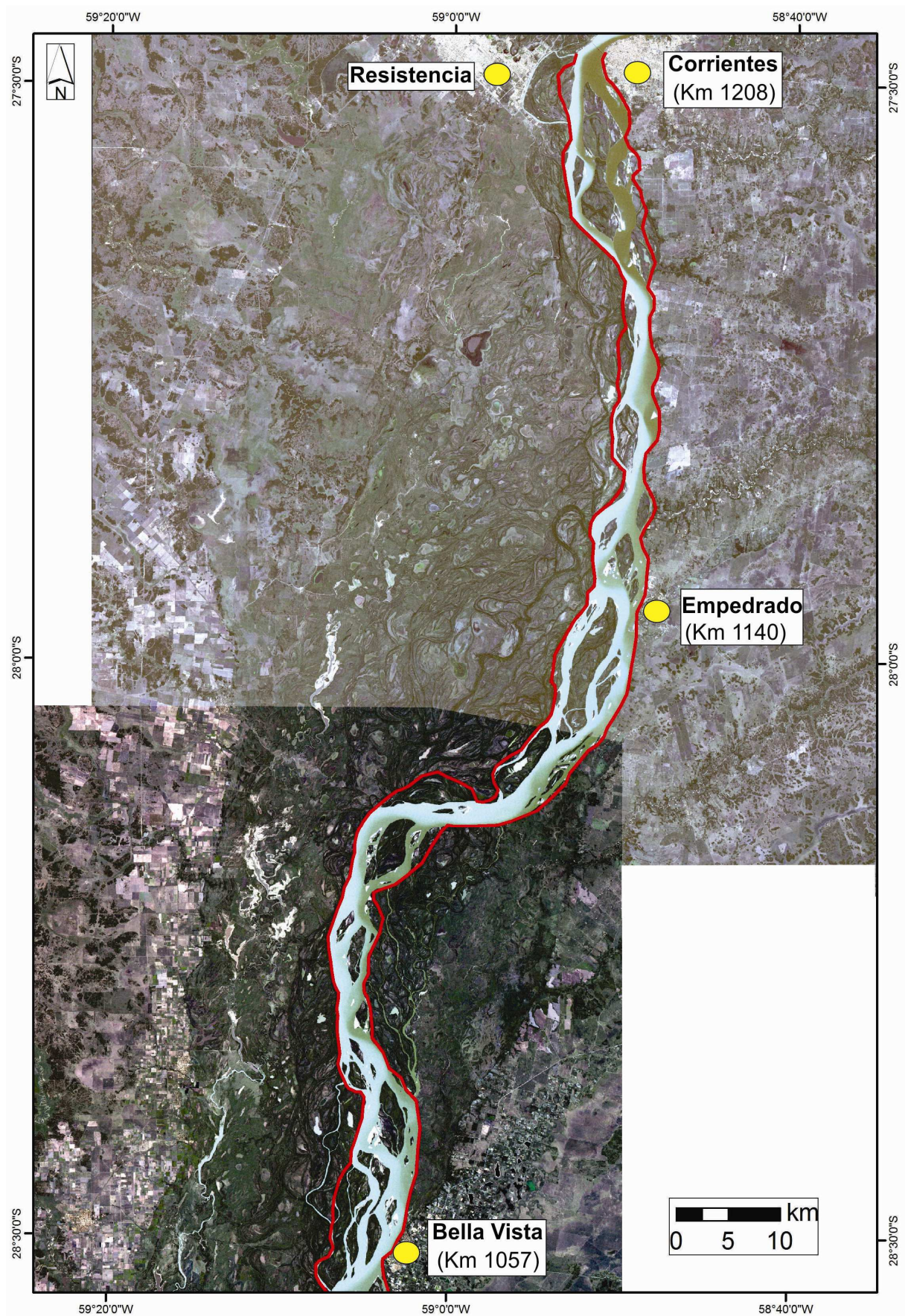
SPOT	3160163	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160221	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160223	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160214	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160272	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160271	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160273	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160274	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160331	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160322	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3160324	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360022	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360024	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360081	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360082	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360083	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360084	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360142	Digital	1993-03-07	15 m
SPOT	3360144	Digital	1993-03-07	15 m

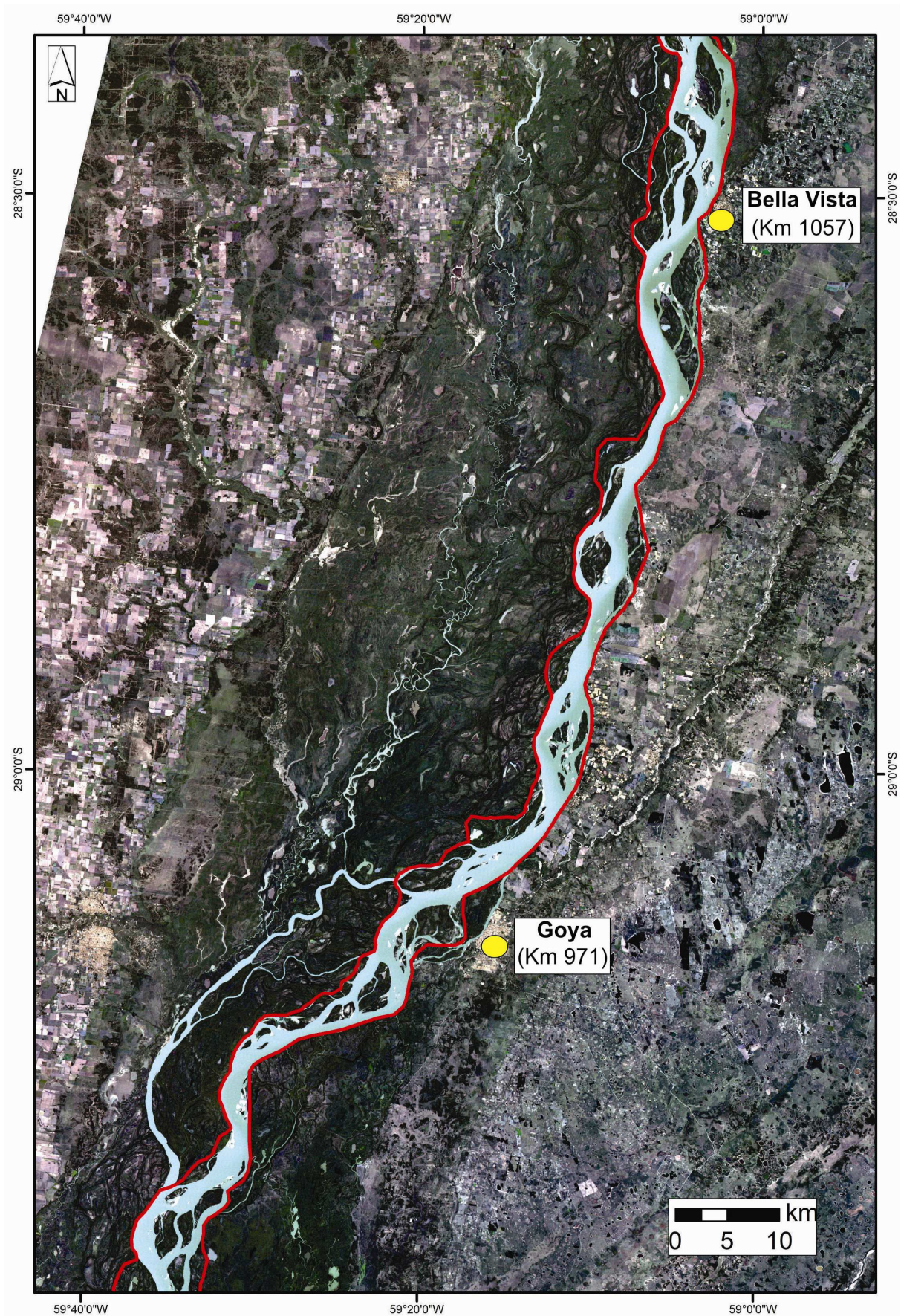
Tabla 2. Imágenes satelitales utilizadas en la presente tesis. Las imágenes en negrita fueron las elegidas para realizar mediciones sistemáticas de los bancos, islas y márgenes del río.

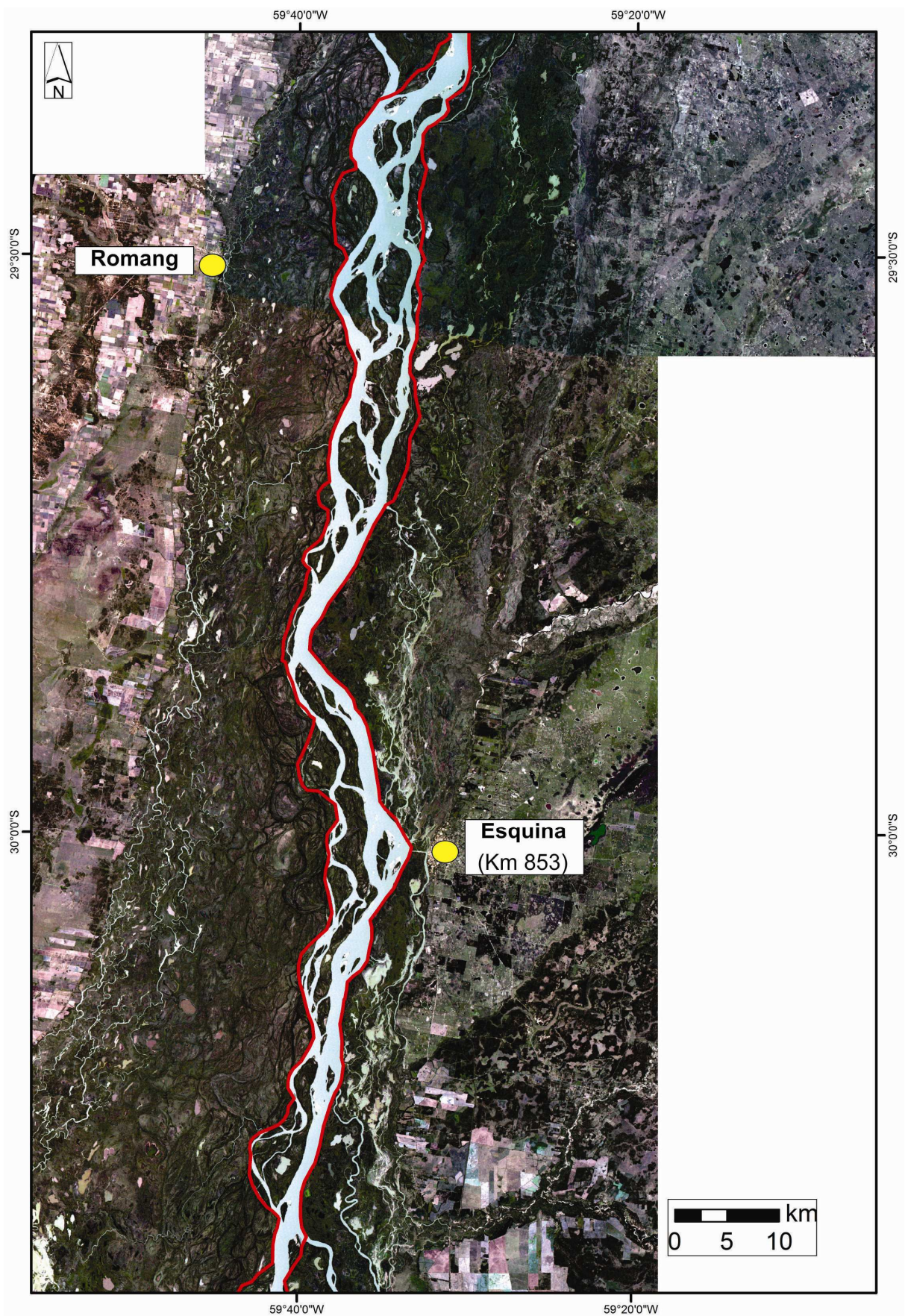
ANEXO B

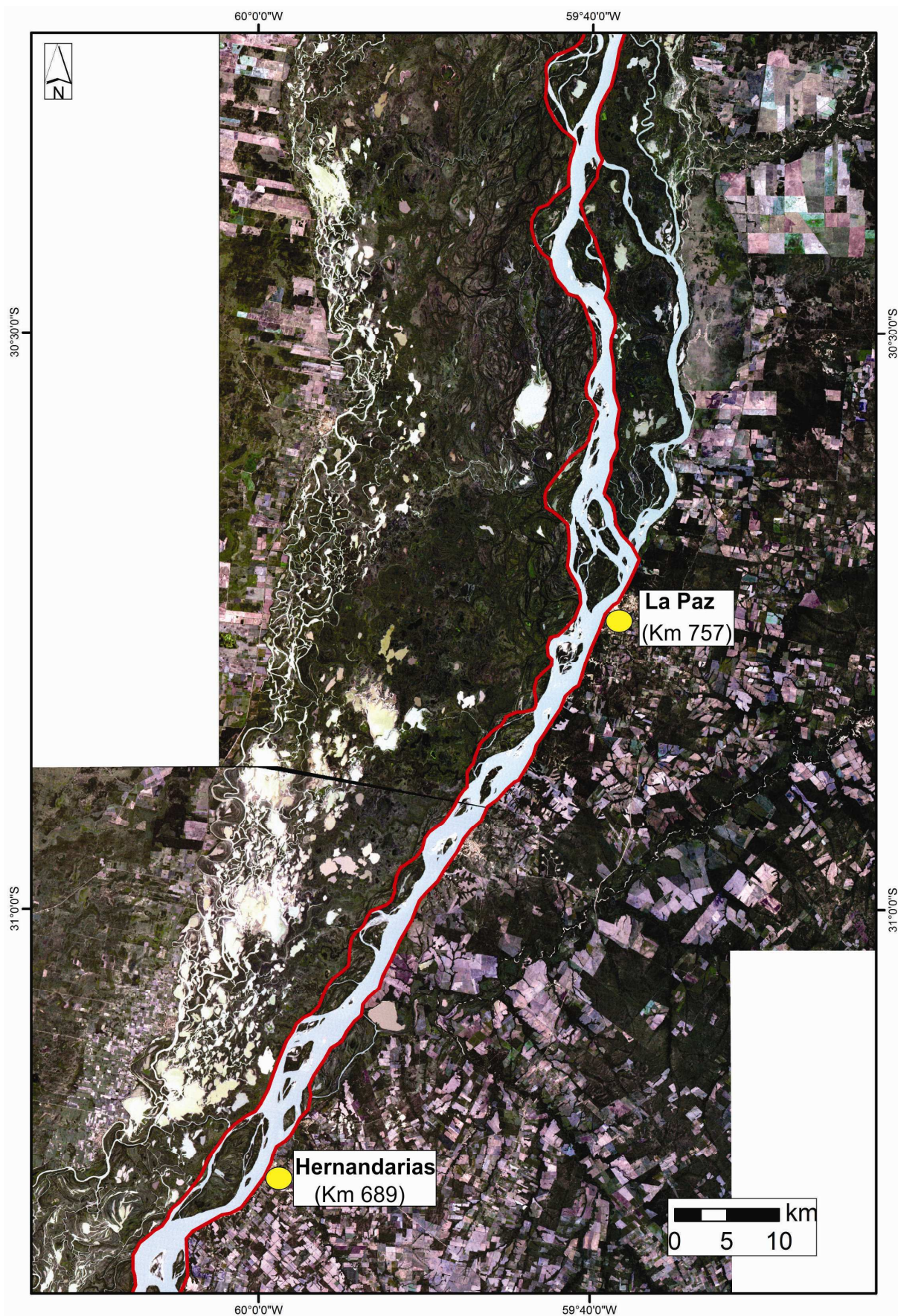
Mosaico satelital del tramo medio del río Paraná. Las líneas de trazos rojos señalan las posiciones extremas del cauce principal y brazos de menor jerarquía¹² entre 1913 y 2009, a la derecha e izquierda de sus trazas actuales

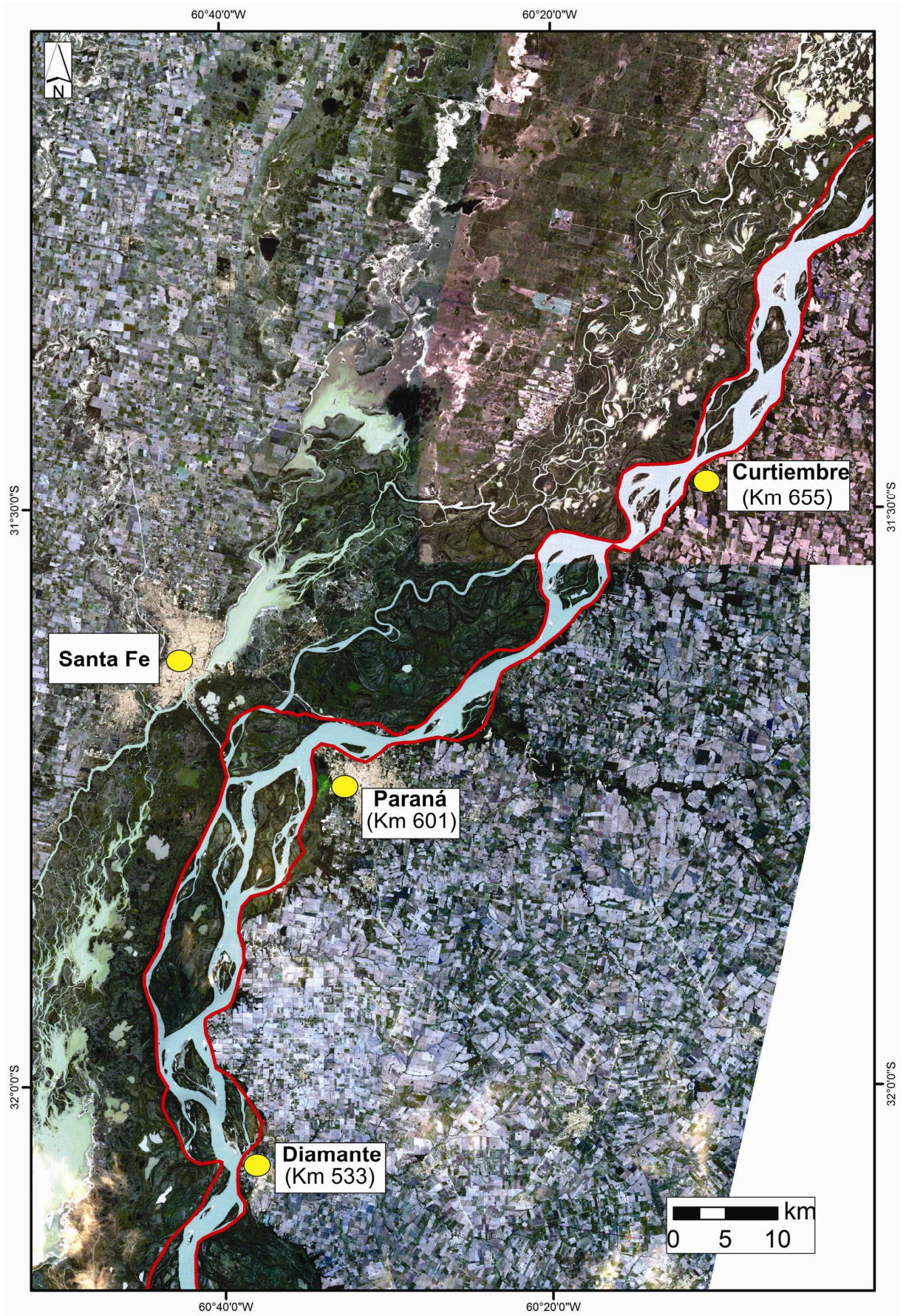
¹² No se incluyen los tres brazos secundarios del río que escinden una porción de la planicie aluvial (San Jerónimo, Espinillo y Colastiné).

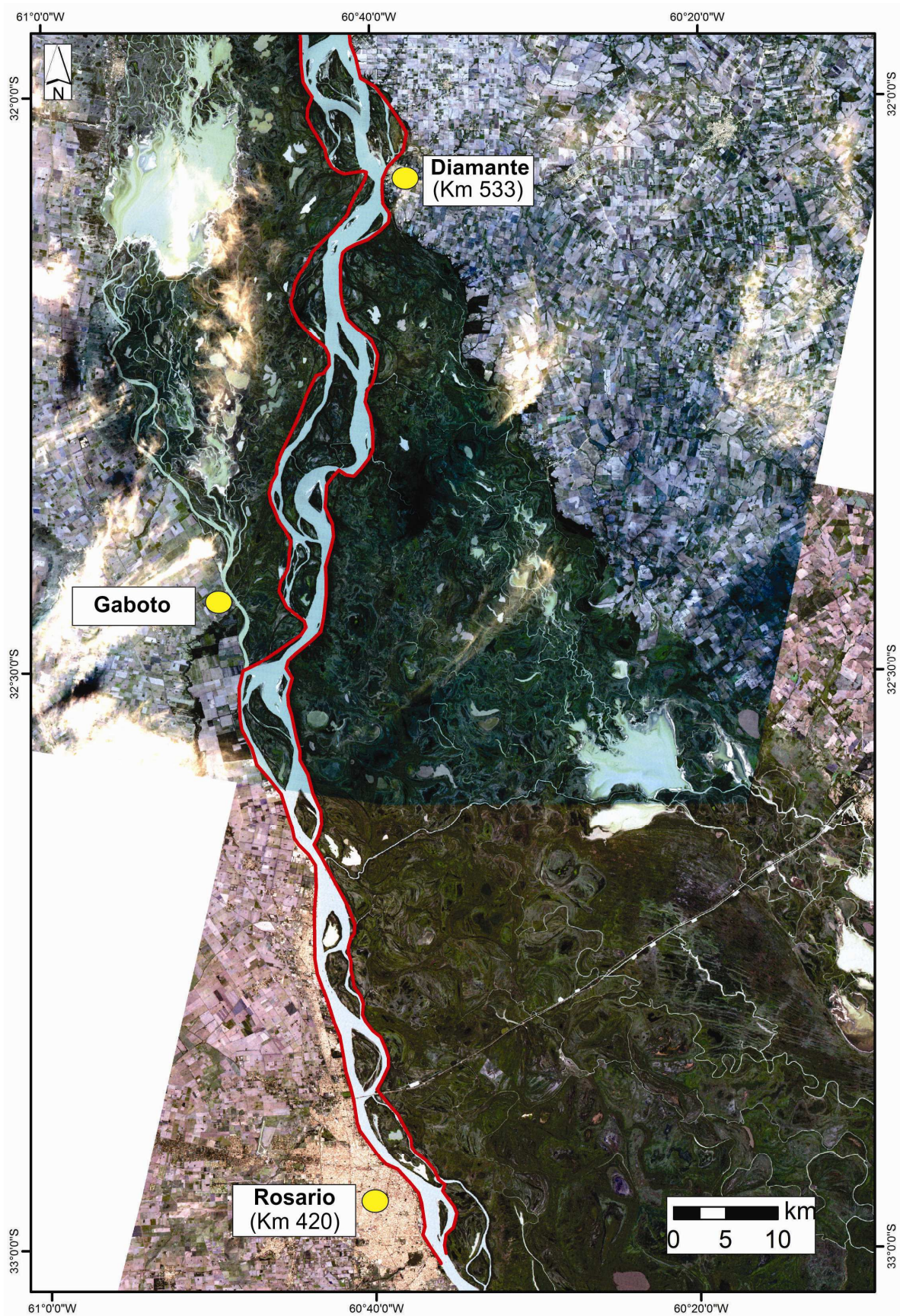












ANEXO C

Ejemplos de registros de perforaciones utilizados

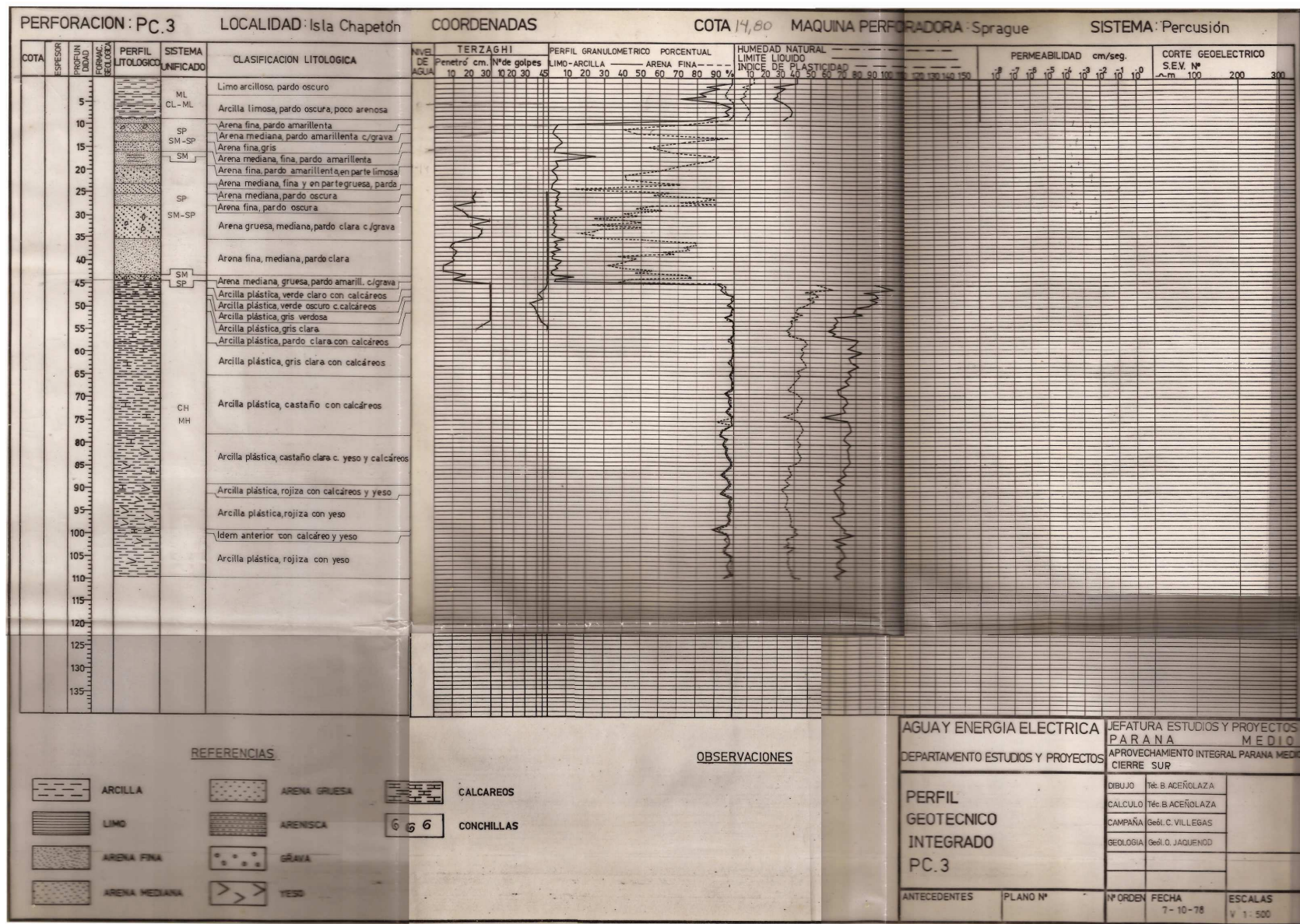


Figura 1.- Ejemplo de registro de perforación utilizado para la zona de Chapetón

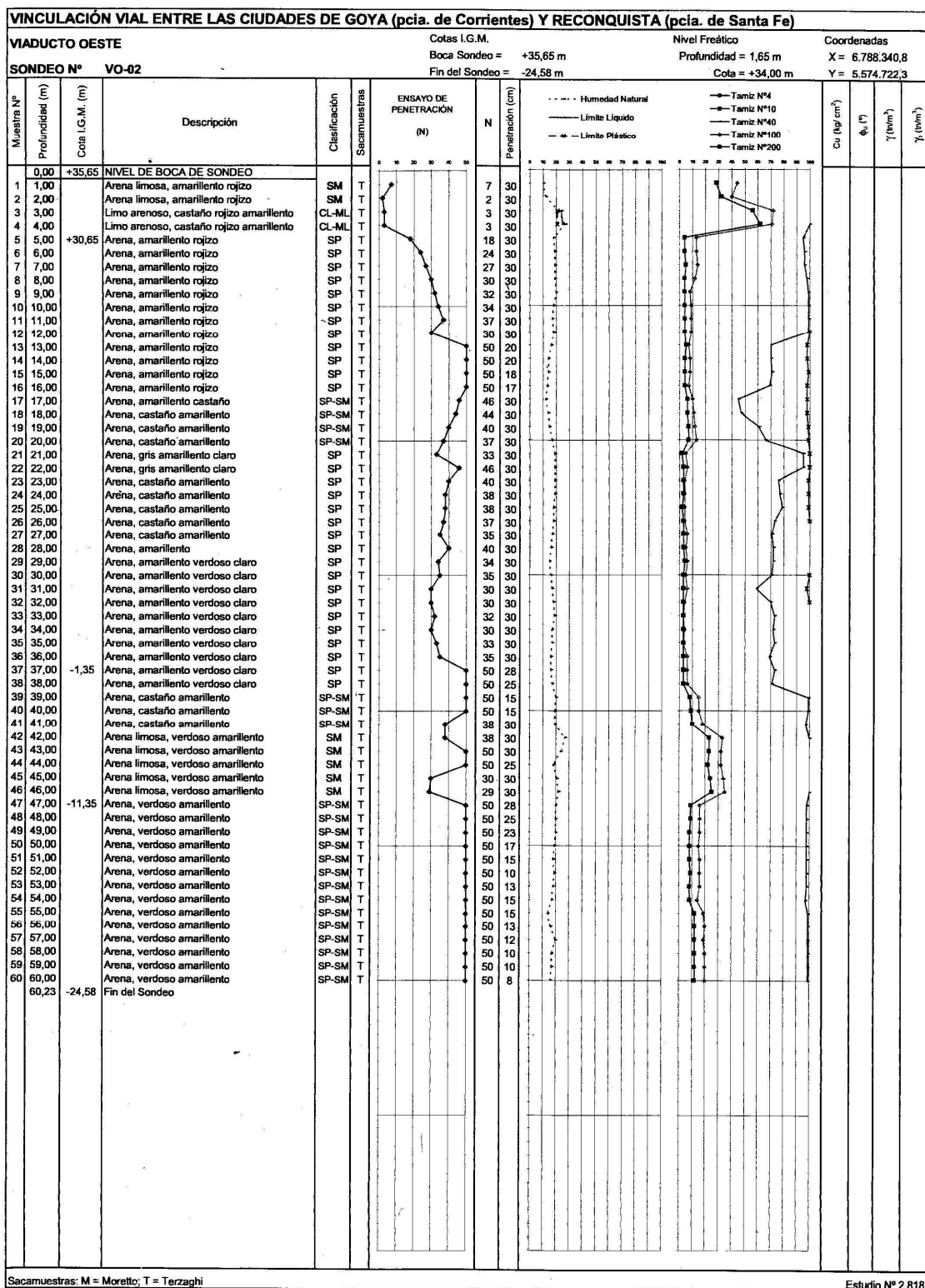
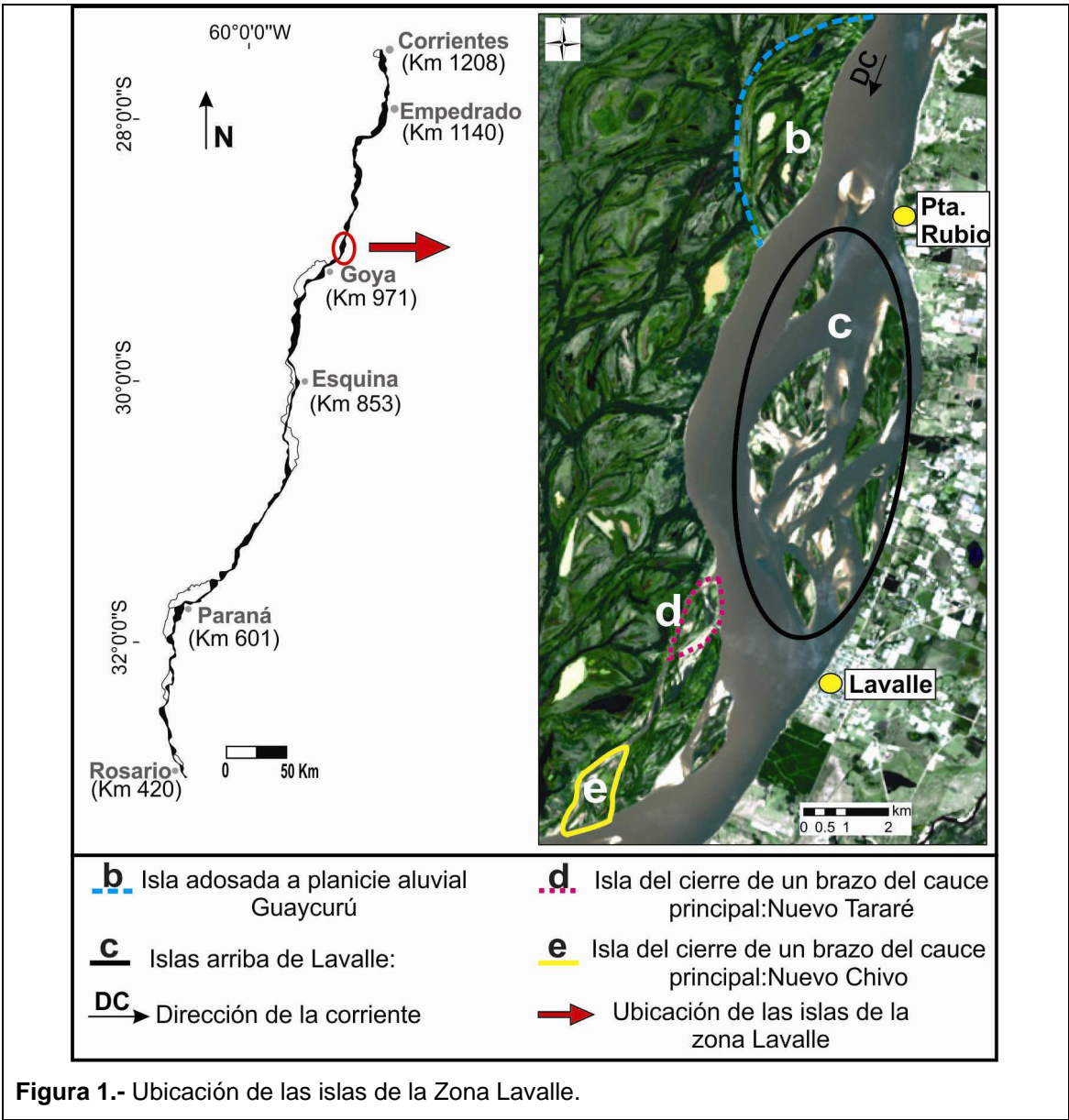


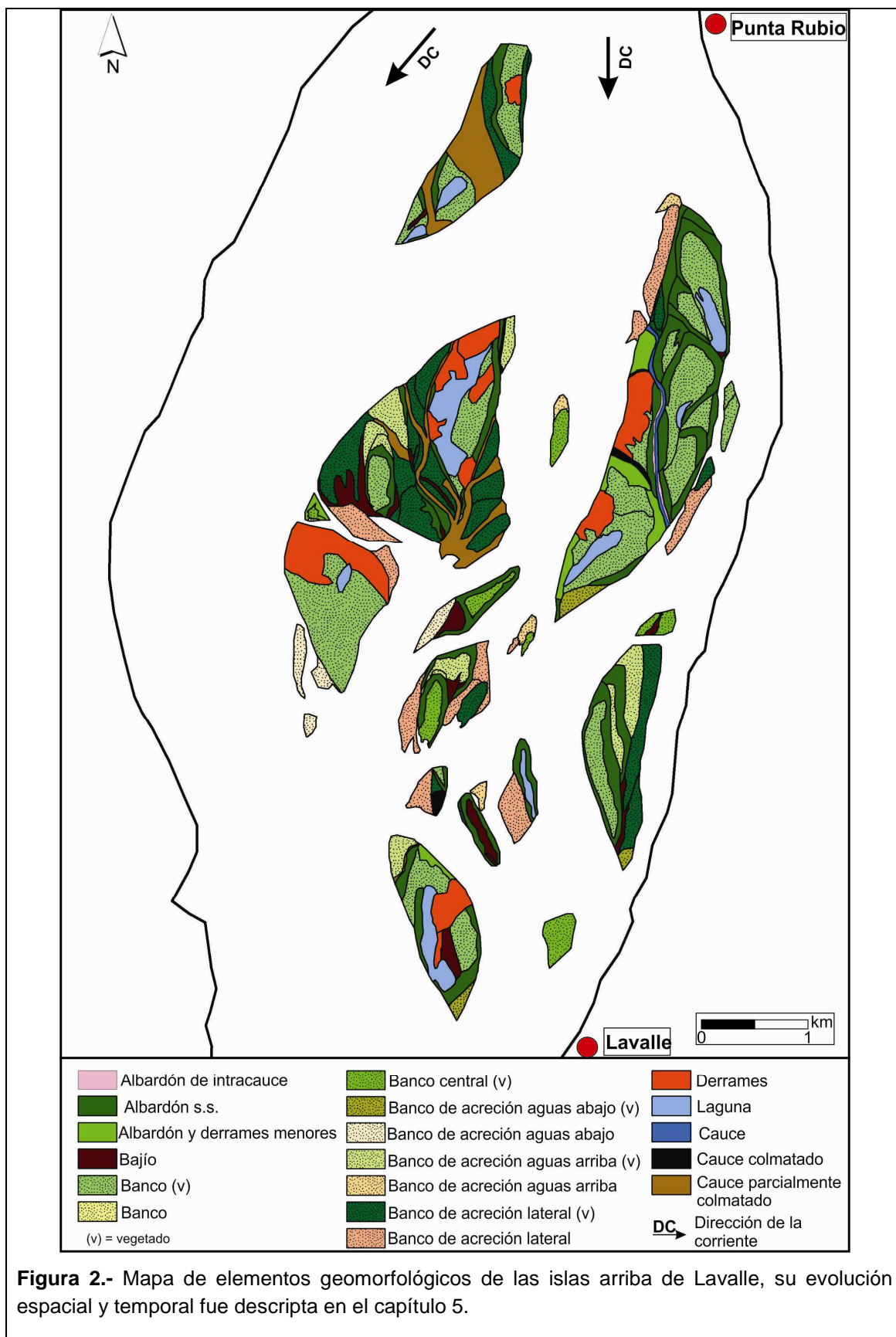
Figura 2.- Ejemplo de registro de perforación utilizado para la zona Lavalle.

ANEXO D

Mapas geomorfológicos de diferentes islas de la zona Lavalle y descripciones
geomorfológicas y sedimentológicas complementarias

Mapas geomorfológicos complementarios de Zona Laval



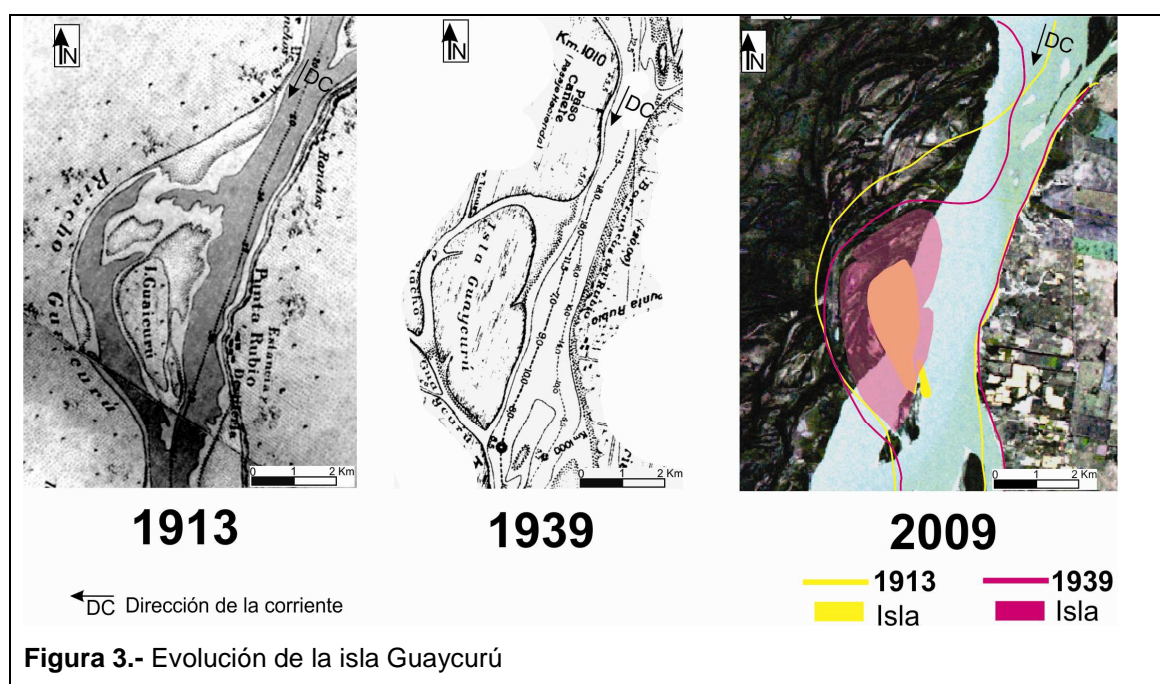


Ejemplo de isla adosada a la planicie aluvial: **isla Guaycurú**:

La antigua isla Guaycurú se encuentra a 11 km al NO de la localidad de Lavalle, actualmente adosada a la planicie aluvial de la margen derecha del río (Fig. 3).

Hace menos de 100 años atrás esta isla se ubicaba en el centro del cauce principal, pero a medida que el brazo derecho del cauce que rodeaba a la isla se fue desactivando, la isla se anexó a la planicie aluvial. Los procesos de sedimentación mediante el cual el cauce se fue obstruyendo fueron básicamente de dos tipos: 1) a partir de bancos de arena que fueron reduciendo el tamaño del cauce y 2) por depositación de sedimentos finos que fueron formando albardones dentro del cauce (Ramonell et al. 2011).

A su vez, es importante destacar que en los últimos 35 años la margen activa de la isla se ha erosionado más de 500 m en el sector N de la misma y 100 m en la parte S con una tasa de erosión promedio de $6 \text{ hm}^2/\text{año}$.



En el mapa de detalle de figura 4 se advierte la variedad de geoformas (14, en total) que integran la isla, de 9 km^2 . Los bancos son las morfologías predominantes (20% del área), siguiendo los albardones s.s. (15 %) y luego, en proporción casi igual del 10 % en superficie, los albardones de derrame, albardones de intracauce, y los bajíos y cauces en proceso de desactivación.

A los bancos que conforman esta isla se los diferencié en dos tipos: 1) los bancos

centrales, que abarcan a todos los que se formaron dentro del cauce (de forma oval), incluyéndose también a los bancos de igual posición generados en los cauces residuales; y 2) los bancos laterales, adosados lateralmente a otras geoformas.

La amplitud del relieve local varía según las geoformas; las más altas (albardones) alcanzan los 3 m (fig. 5b).

La margen activa de la isla está delimitada por albardones, albardones con derrames, bajíos y derrames típicos. Estas geoformas alcanzan alturas similares a las que poseen dentro de la isla. La secuencia sedimentaria es en general granocreciente, señalando el continuo aproximamiento del cauce a dicha margen (fig. 5c).

En las partes bajas de tal margen se depositaron ramas y troncos durante las últimas crecidas; el sedimento terrígeno predominante en este ambiente es el limo (fig. 5d), y existen tramos donde los bajíos han sido elevados por derrames (Fig. 5e). La secuencia sedimentaria en estos sitios se muestra en figura 5f, en la que se aprecian limos con intercalaciones de materia orgánica, cubiertos por dos capas de arenas.

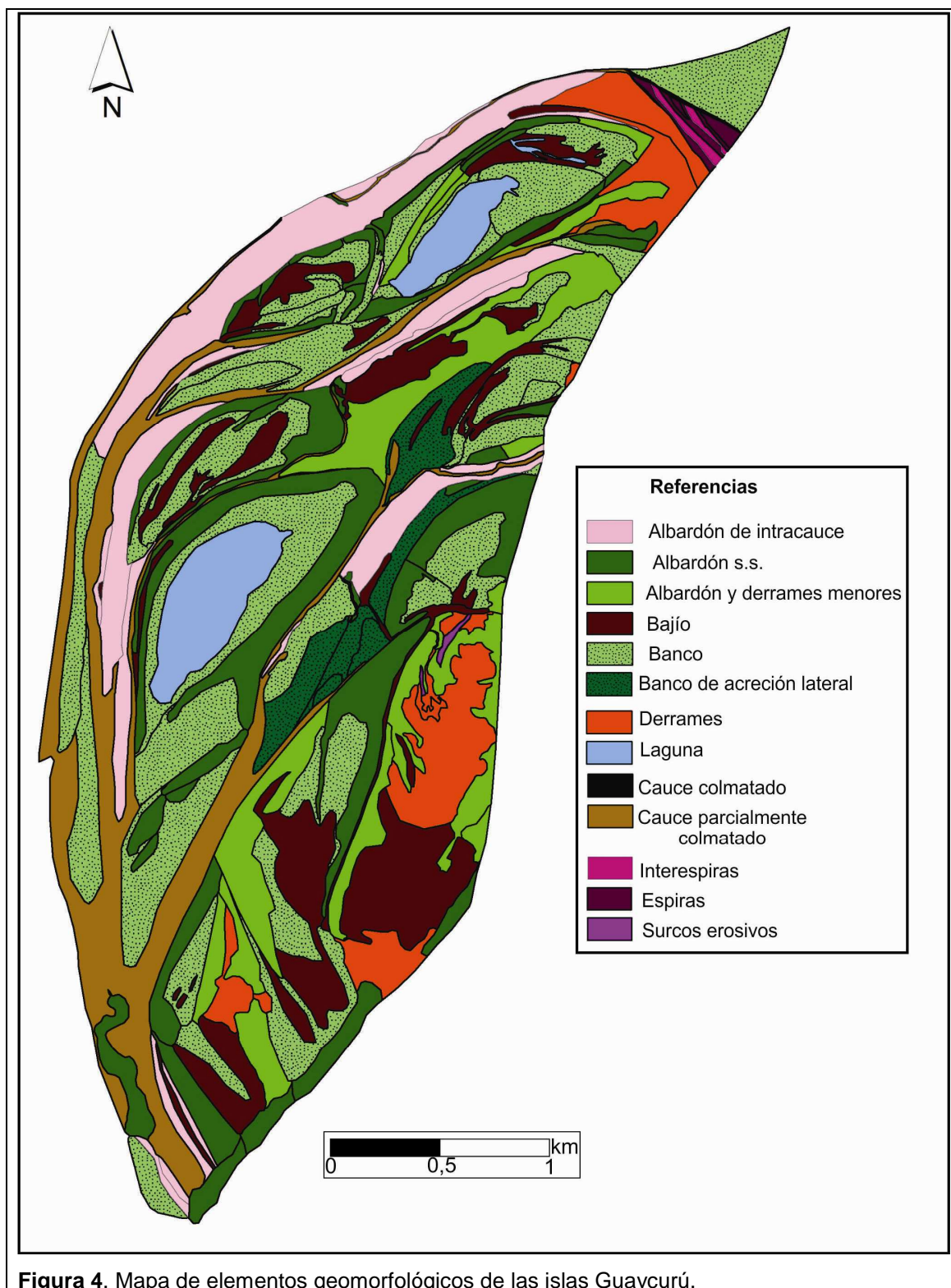


Figura 4. Mapa de elementos geomorfológicos de las islas Guaycurú.

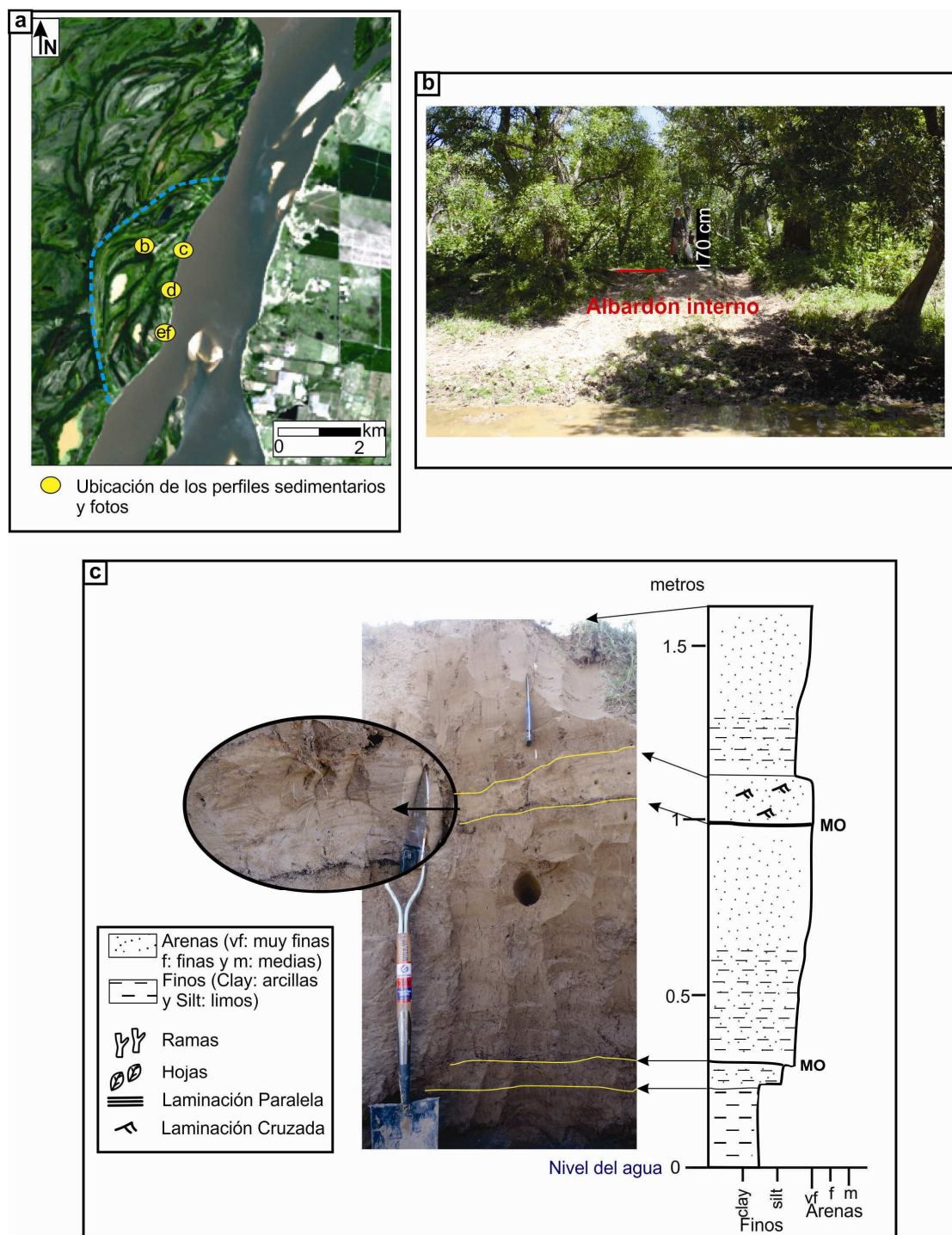
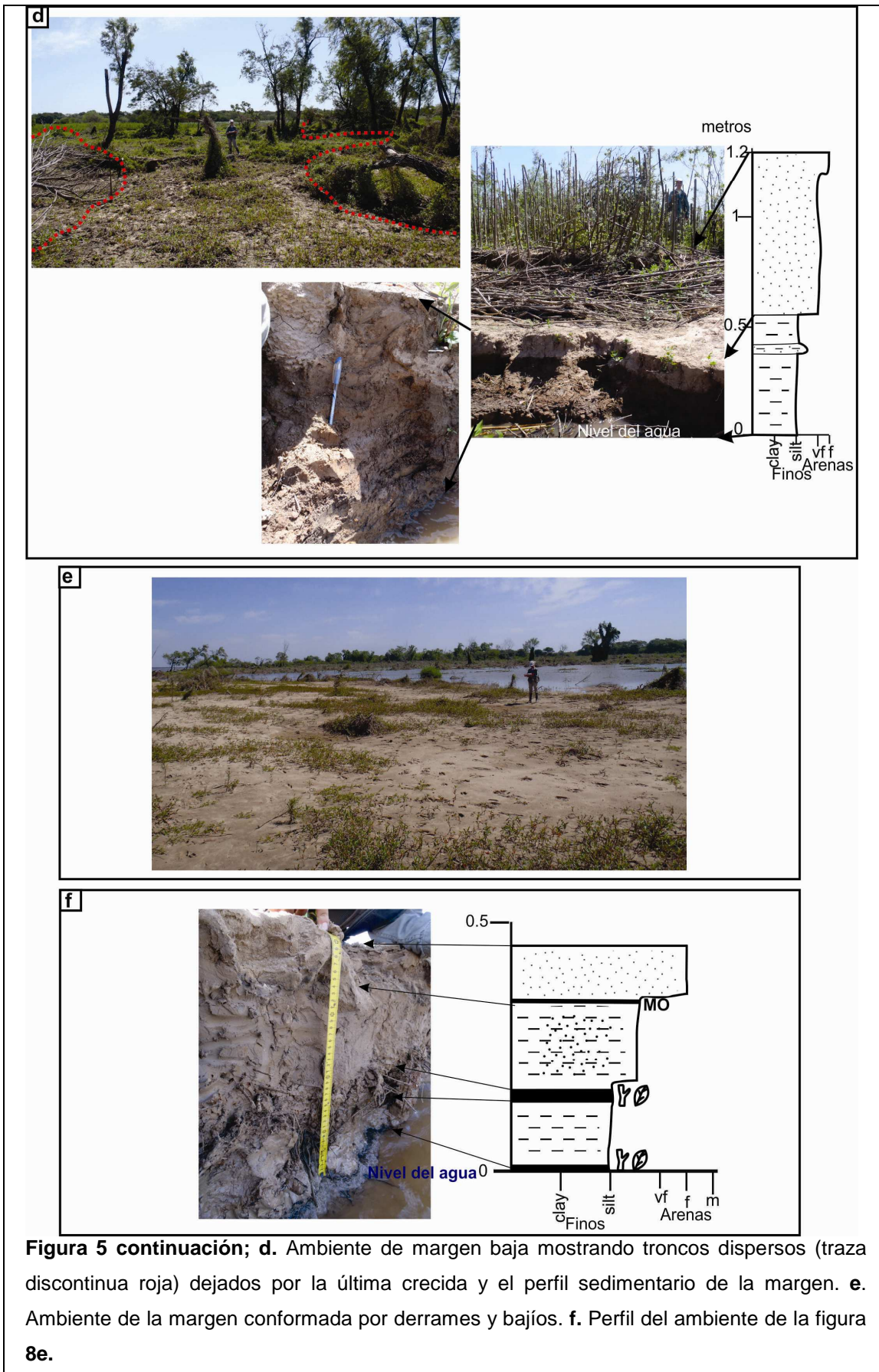


Figura 5a. Ubicación de la isla adosada Guaycurú (traza discontinua celeste), perfiles sedimentarios y fotografías (puntos amarillos). **b.** Ambiente interno, límite entre un paleocauce y un albardón s.s. **c.** Perfil sedimentario de albardón s.s. en margen.



Ejemplo de islas del cierre de un brazo del cauce principal (**islas Nueva Tataré y Nueva Los Chivos**):

La isla Nueva Tataré se encuentra a 3 km al O de Lavalle, y posee una superficie de 1 km² (fig. 6). Se formó en la embocadura de un brazo del cauce principal, cegado por la formación de bancos en el mismo.

La isla está formada por un núcleo de más de 50 años, a partir de la cual se fueron adosando bancos laterales y hacia aguas arriba, cerrando casi completamente el brazo, quedando un pequeño riacho.

Los elementos geomorfológicos identificados fueron (Fig. 6a): albardones, albardones con derrames, bancos, bancos de relleno de cauce, bancos laterales, bancos núcleos, derrames, cauces residuales, bajíos y lagunas. Los bancos núcleos y los laterales forman el 45% de la superficie de la isla.

Los bancos núcleos están rodeados por albardones que se elevan apenas unos centímetros sobre ellos, casi 1 m sobre el nivel de los bancos laterales. Los bancos núcleos apenas tienen desniveles (Fig. 6b).

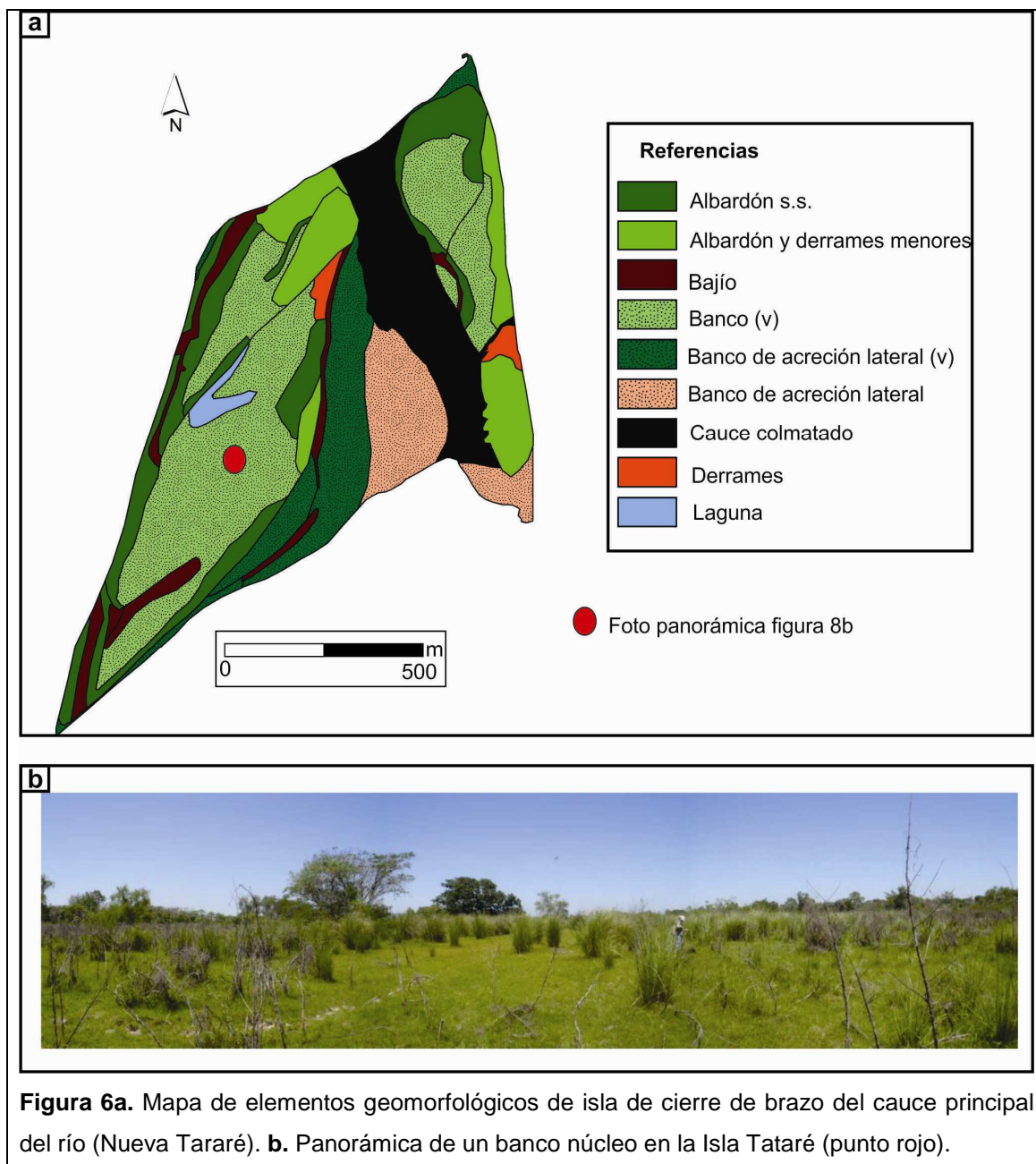
Los albardones que se desarrollan sobre bancos laterales, acrecentaron su altura entre 5 y 20 cm durante la última crecida. Los desniveles de la morfología de bancos laterales aumentan de E a O algunos decímetros, acorde a su antigüedad.

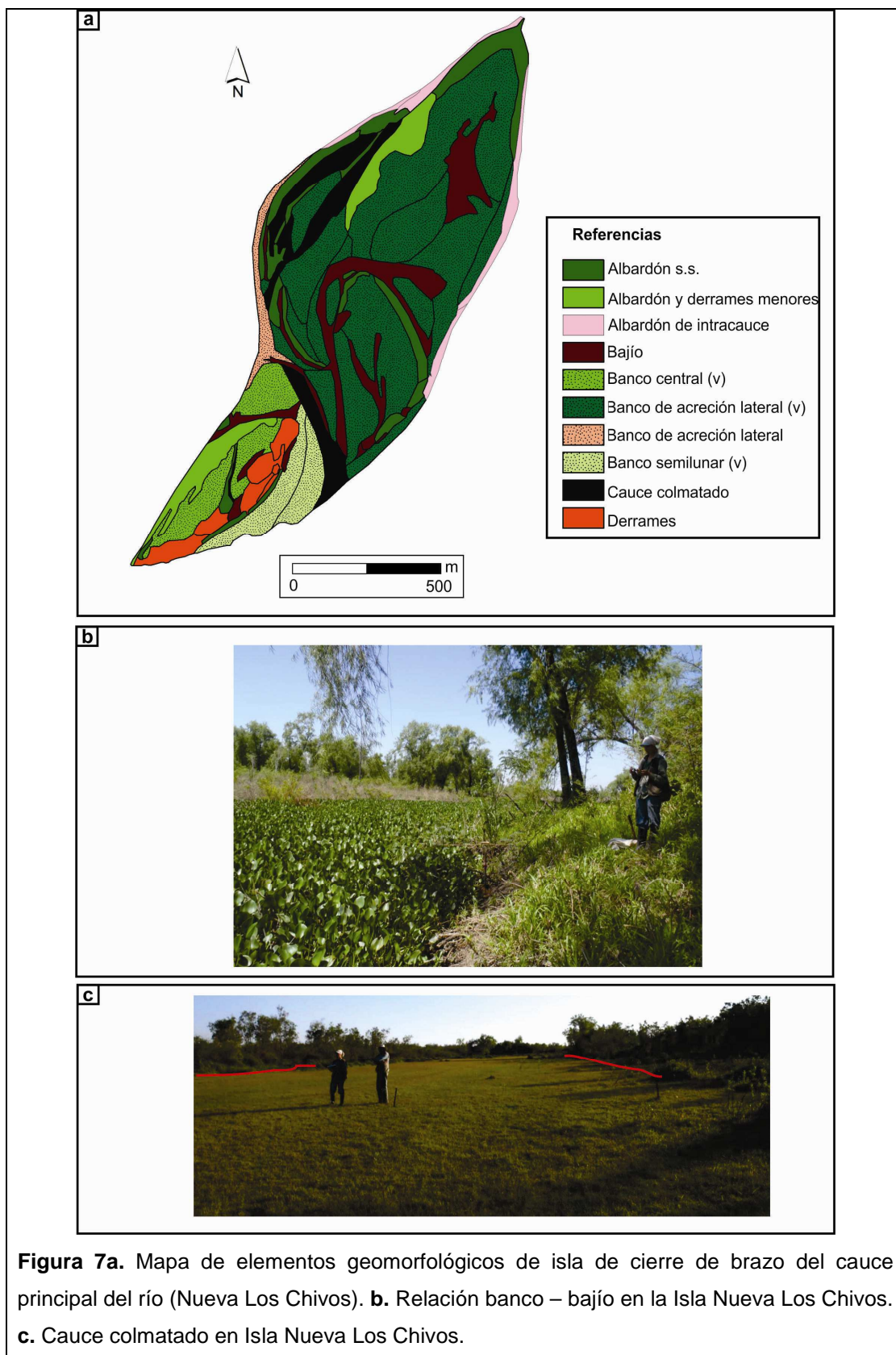
La Isla Nueva Los Chivos se ubica a 4 km aguas abajo de la isla Nueva Tataré, en la desembocadura del cauce en cierre. Comenzó a formarse en la década de 1980, también por la formación de bancos. Pese a ser relativamente joven, y con una superficie igual a la descripta aguas arriba, posee una diversidad de geoformas similar (Fig. 7a).

Los elementos geomorfológicos de mayor representatividad areal son los bancos, que conforman el 40% de la isla; a estos les siguen los derrames y surcos, que representan un 20% de su superficie.

Los bancos en esta isla tienen desniveles internos de 0,5 m generalmente, limitados por varios bajíos de mayor relieve (Fig. 7b). El sedimento superficial es una arena media a fina limpia. Los derrames sobre los bancos y surcos es la morfología más elevada.

Otra morfología característica de esta isla son los cauces colmatados, de superficie lisa y horizontal (Fig. 7c).





Descripciones complementarias de perfiles sedimentológicos de la isla Lynch

❖ Albardón y los derrames menores sobre ambiente palustre-lacustre

La margen de la isla donde se describió el arreglo sedimentario correspondiente al elemento geomorfológico albardón y derrames menores corresponde al segmento celeste señalado en la figura 8. Este tramo de la barranca pertenece a un antiguo brazo del río que se cegó parcialmente con bancos, dejando grandes lagunas en su interior. Entre 1977 y 2009, esta porción de la isla se erosionó marcadamente a una tasa de alrededor de 15 m por año.

La barranca en esa zona tiene una altura frecuente de 4 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (Puerto Paraná). En el sitio donde se describió la sedimentología, la barranca se eleva por encima del nivel del agua en sus 160 cm superiores, de los cuales los 10 cm inferiores forman una saliente a modo de plataforma de aproximadamente 1 a 2 m de ancho (*fig. 8b*). El perfil está compuesto por tres secuencias deposicionales (*fig. 8c*): los 120 cm inferiores corresponden a un coset integrado por sets limosos con arcillas subordinadas, de 20 a 30 cm de espesor, de color castaño rojizo con muchos ocre y de estructura interna masiva a escala de afloramiento, y sets limo-arcillosos, de 10 cm de espesor, de color gris oscuro, que se rompen en bloques subangulares; ambos sets tienen una consistencia dura y pertenecen a un ambiente lacustre-palustre. Por encima se depositaron dos capas de unos 20 cm de espesor cada una, pertenecientes a dos eventos de crecidas. La inferior está compuesta por limos de color castaño rojizo de consistencia friable, de geometría tabular (depósito de albardón), mientras que la capa superior tiene una geometría lenticular y está integrada por arenas muy finas limosas de color castaño rojizo y de consistencia friable, con restos de materia orgánica dispersos en toda su capa (derrame).

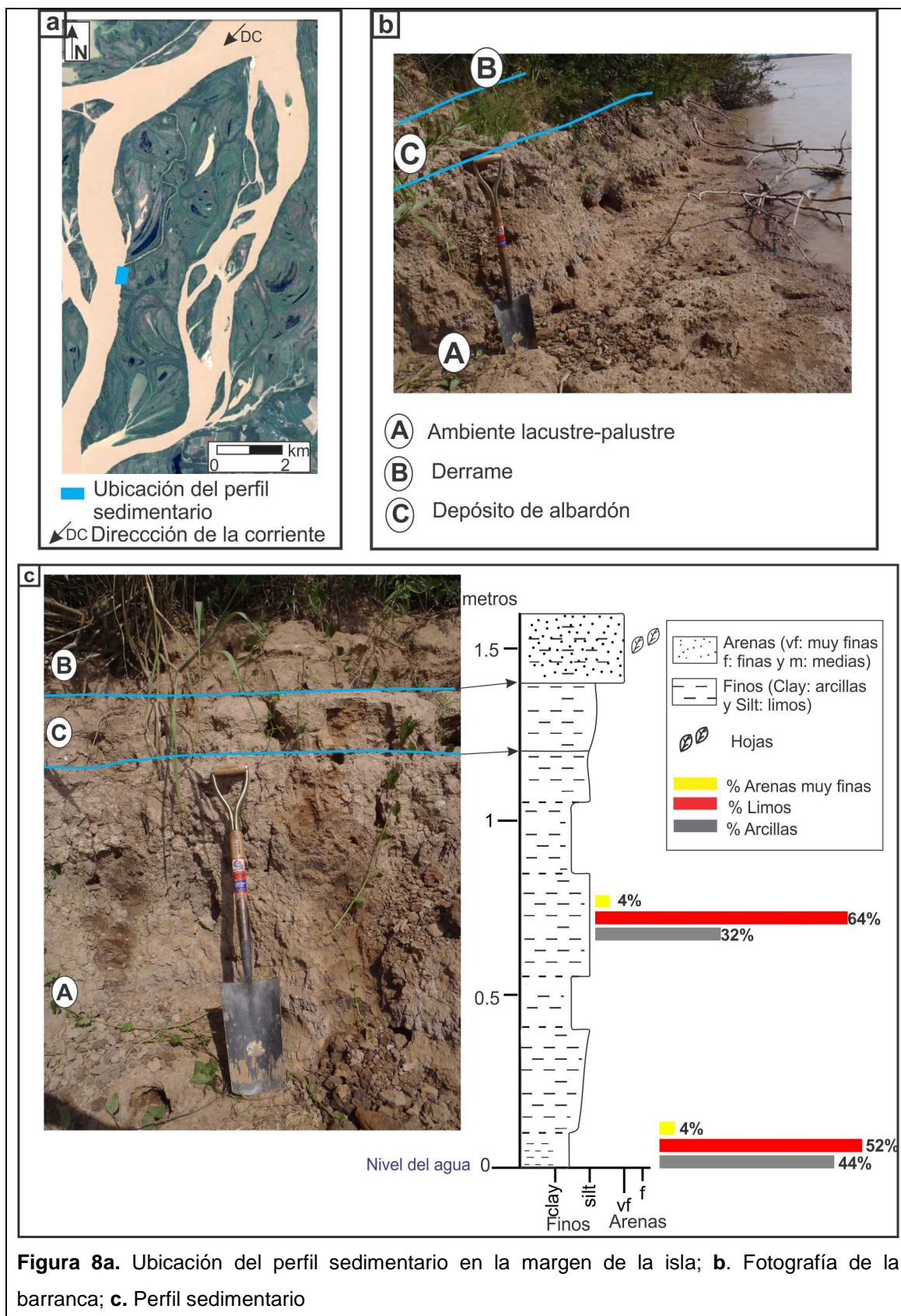


Figura 8a. Ubicación del perfil sedimentario en la margen de la isla; **b.** Fotografía de la barranca; **c.** Perfil sedimentario

El otro sitio de descripción sedimentológica detallada se corresponde al punto amarillo de la figura 9.

La barranca tiene una altura de 4,5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano (Puerto Paraná), estando los 2 m superiores expuestos. Está conformado, desde el pelo del agua, por cuatro secuencias deposicionales (*fig. 9*): la base, por sedimentos que pertenecen a un ambiente lacustre–palustre, formado por un coset de sets limo-arcillosos de color castaño rojizo y sets arcillo-limosos de color grisáceo con motas de color rojizo, comunes y de tamaños gruesos (mayores a 15 mm). Conforman una plataforma que en ciertas zonas sobresale 1 m de la barranca. Por encima se depositó un derrame de geometría lenticular de 30 cm de espesor máximo, que se acuña a los 20 m hacia aguas arriba, y está integrado por arenas muy finas y limos, de color castaño claro, con una estructura interna organizada en laminación entrecruzada a paralela que se observa muy difusamente a escala de afloramiento. Suprayace una capa limosa de 15 cm de espesor, de color rojizo, generado por la gran cantidad de ocre presentes, la cual podría corresponder a la rama descendente de la crecida que depositó el derrame subyacente. La tercera y cuarta secuencias deposicionales que se reconocen corresponden a dos capas granocrecientes que comienzan en sus bases con limos de color castaño oscuro, organizados en láminas paralelas que hacia arriba se interestratifican con arenas muy finas, dominando en el techo de la capa arenas finas limpias, de color castaño claro, coronadas por una capa milimétrica de materia orgánica. Ambas pertenecen a dos secuencias de crecidas, donde en la rama ascendente de la misma se depositaron los limos y en el pico las arenas muy finas y finas a modo de pequeños derrames.

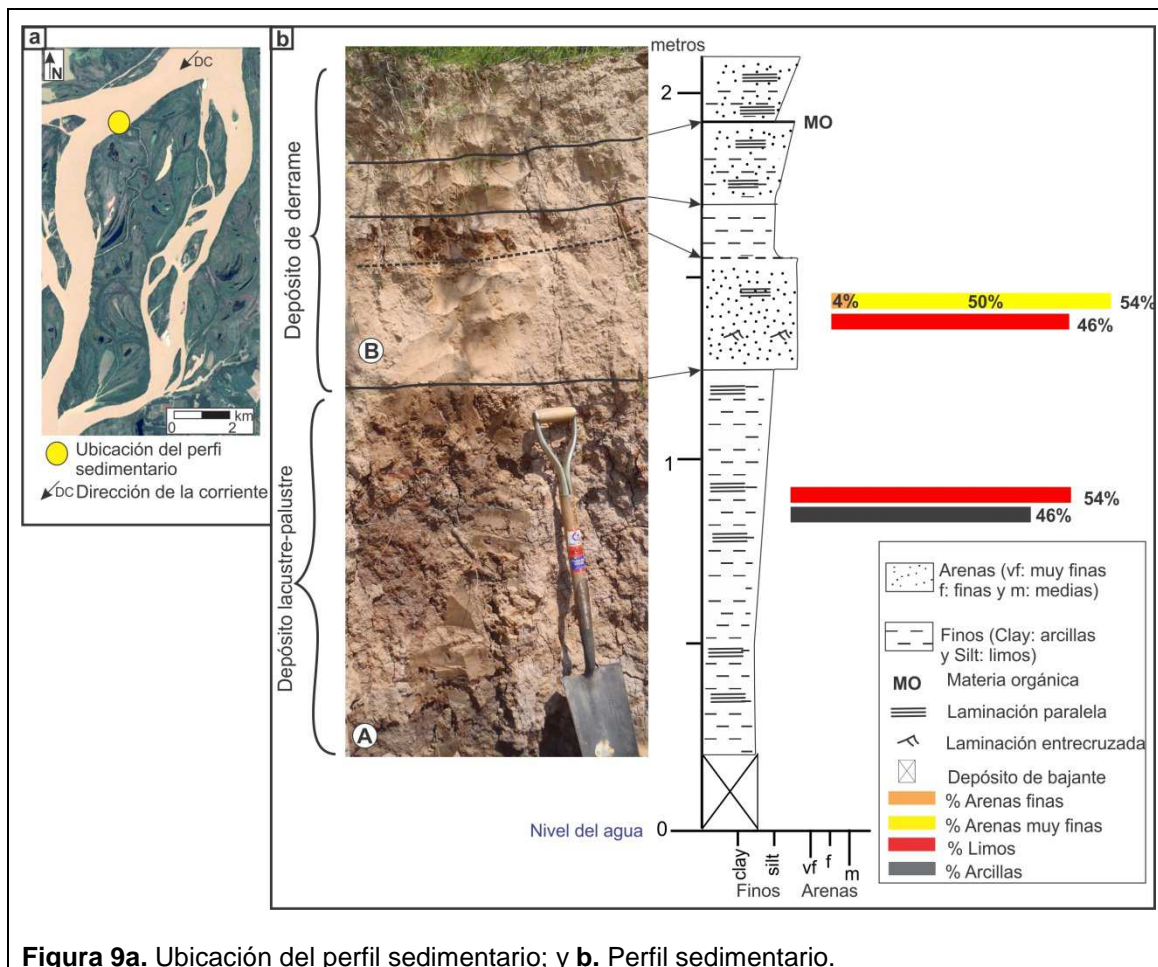


Figura 9a. Ubicación del perfil sedimentario; y **b.** Perfil sedimentario.

❖ Albardón s.s. sobre espiras

La figura 10 señala la ubicación del perfil sedimentario correspondiente a un albradón s.s. donde se realizaron descripciones sedimentológicas. La altura de la barranca con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano es de 5,12 m, y desde el nivel del agua se elevaba 2,6 m; en este caso, el albardón s.s. se desarrolló sobre un ambiente de espiras e interespiras, y el límite entre ambos depósitos es muy difuso.

El albardón s.s. se correspondería con los 88 cm superiores, conformado internamente por tres secuencias deposicionales correspondientes a tres eventos de inundación, cada uno coronado por una capa centimétrica de materia orgánica. El depósito en general es granodecreciente, donde en el primer evento de inundación dominan las arenas muy finas de color castaño claro amarillento, organizadas internamente en láminas paralelas, mientras que en los dos superiores lo hacen los limos, de color pardo rojizo y de estructura masiva. Los espesores de cada evento van de 7 a 49 cm, denotando las distintas intensidades de las crecidas.

Los 145 cm inferiores pertenecerían al ambiente de bajío, el cual está compuesto principalmente por limos de color pardo rojizo, con presencia de muchos ocre, y de consistencia dura. Internamente se observa muy suavemente una laminación paralela a masiva a escala de afloramiento. Esta secuencia de limos está interrumpida por dos niveles de arenas muy finas con limo subordinado, organizadas en láminas paralelas; una se encuentra cerca del nivel de agua con un espesor de 16 cm, mientras que la otra está más cerca del techo y tiene sólo 5 cm de espesor. Ambos niveles arenosos tienen una geometría tabular de superficies limitantes netas.

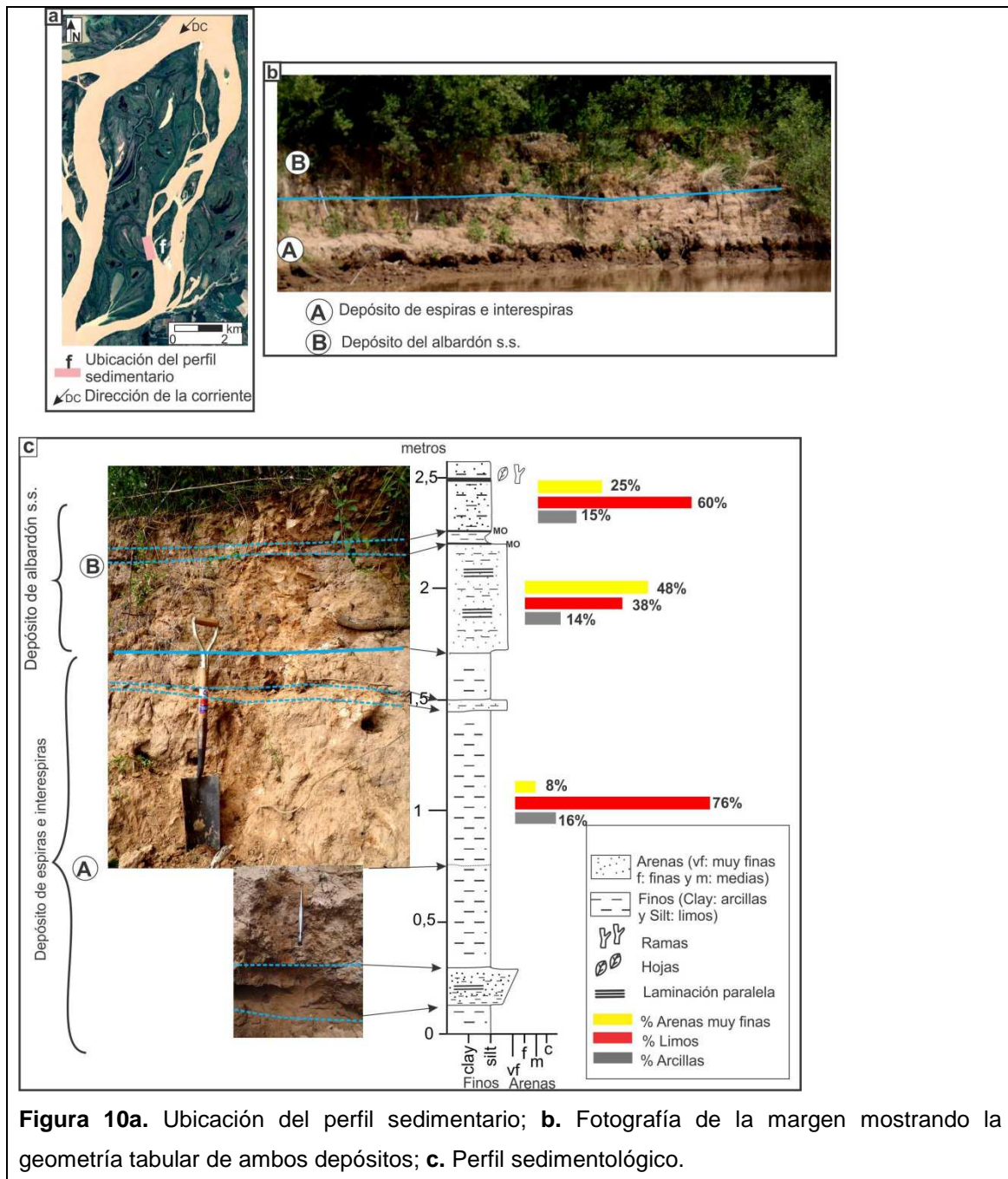


Figura 10a. Ubicación del perfil sedimentario; **b.** Fotografía de la margen mostrando la geometría tabular de ambos depósitos; **c.** Perfil sedimentológico.

Descripciones complementarias de perfiles sedimentológicos de las islas de la Zona Curtiembre y de Chapetón

❖ Albardones y derrames menores

La figura 11 muestra dos perfiles sedimentarios formados por una sucesión de pequeños derrames, donde se pueden diferenciar los subambientes o etapas de formación, desde las zonas más profundas en que la facie heterolítica lenticular es dominante hasta zonas donde las arenas finas a medias prevalecen.

El perfil que se describe en el punto C (*fig. 11b*) corresponde a las observaciones realizadas sobre la barranca, la cual se eleva del pelo del agua 90 cm, en forma de escalón. El perfil, desde arriba hacia abajo, está conformado por:

➤ 75 cm de arenas muy finas y limos, organizados en estratificación flaser los primeros 11 cm, donde las arenas muy finas estratificadas en laminación paralela, de color castaño amarillento a rojizo, albergan lentes de limo. Subyacen 19 cm de limo, de color gris y consistencia blanda, en estratificación lenticular con arenas finas de color castaño claro bien seleccionadas, en lentes de varios centímetros de espesor. Hacia abajo, los próximos 18 cm pasan a una estratificación ondulosa, donde se alternan láminas de arenas muy finas con láminas de limo de forma paralela a sinusoidal, aunque con mayor porcentaje de limo en la base. Por último, siguen 27 cm de arenas muy finas con limo subordinado, los primeros centímetros coronados por arenas muy finas limpias, de color castaño claro; hacia abajo presenta lentes centimétricos deformados de limo color gris, y luego la estructura pasa a una laminación entrecruzada tipo A, con un leve aumento de limo en la base.

Hacia abajo continúan limos con arenas muy finas y arcillas subordinadas (53% limo, 37% de arena y 10% de arcillas), de color gris oscuro, con una gran cantidad de materia orgánica en descomposición, donde todavía se observan pequeños troncos y ramas. Se nota una suave estructura interna que se corresponde con una laminación paralela.

El otro sitio de descripción sedimentaria (perfil D) (*fig. 11c*) se encuentra a 50 m aguas arriba del anterior, donde se observan las mismas secuencias de derrames que terminaron conformando el albardón.

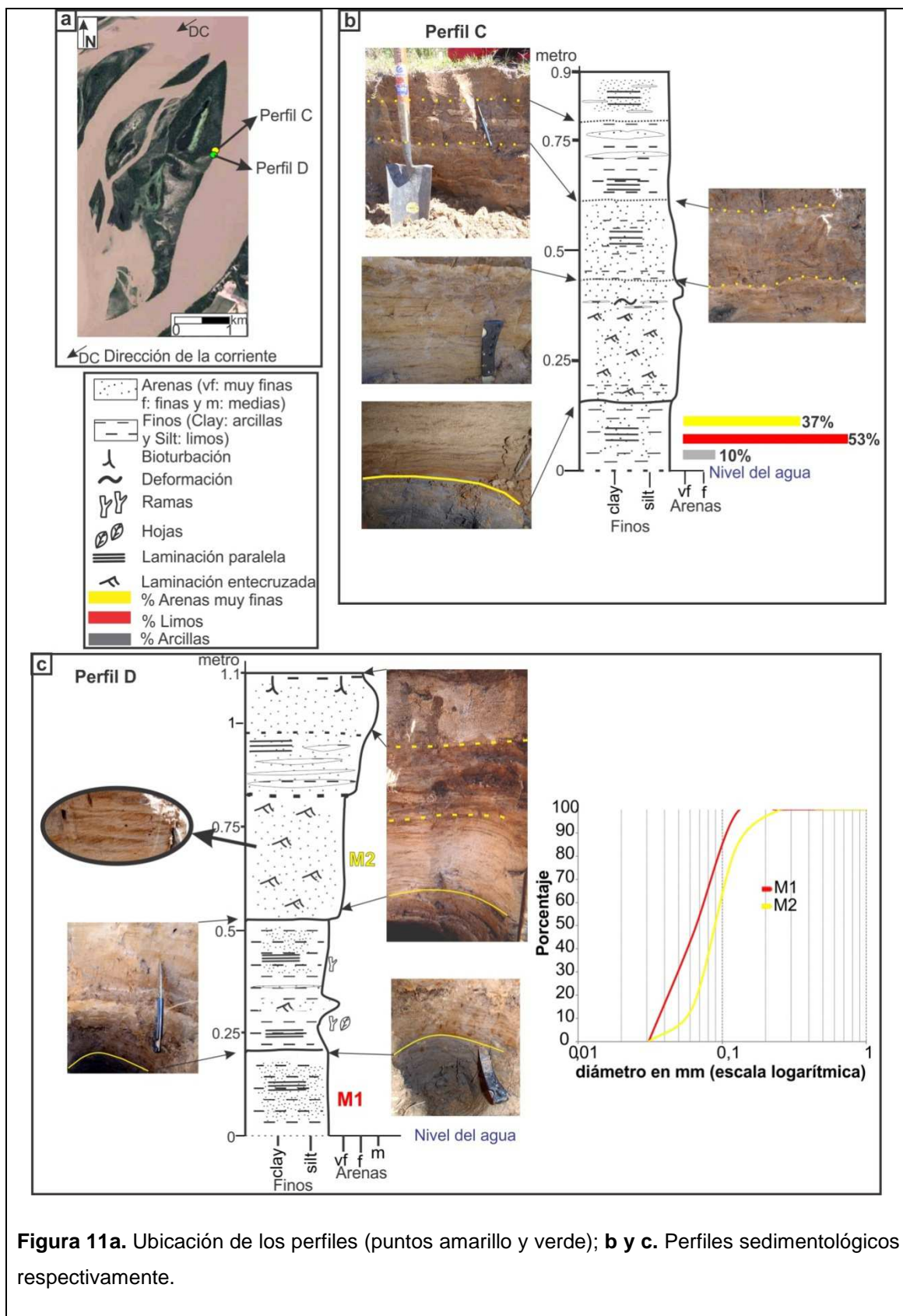


Figura 11a. Ubicación de los perfiles (puntos amarillo y verde); **b y c.** Perfiles sedimentológicos respectivamente.

❖ Albardón s.s. (formado por encima de un banco de acreción lateral)

La figura 12 muestra la margen actual erosiva del antiguo banco de acreción lateral, la cual se eleva 5 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro local más cercano (HhpP), estando el techo del banco a 3,8 m.

Por encima del ese banco se encuentra el albardón s.s., el cual se disponen a modo de escalón, en la mayor parte de la barranca, con un espesor medio de 1,3 m, de geometría tabular y superficie basal neta. Está formado por tres secuencias deposicionales de desborde (desde arriba hacia abajo):

27 cm de limo con arenas muy finas, dominando las arenas muy finas en su centro, las cuales disminuyen hacia el techo y hacia la base, de color castaño rojizo y de estructura masiva a escala de afloramiento. Corresponderían al depósito de una crecida.

Siguen 73 cm de arenas muy finas coronadas por 21 cm de limo. La secuencia comienza en su base con arenas muy finas con limo subordinado, volviéndose completamente arenosa hacia arriba, coronada por una capa de 21 cm de espesor de limo, el cual tiene una consistencia dura los primeros 11 cm y hacia arriba es de consistencia blanda, de color rojizo debido a la cantidad de motas ocreas.

La última secuencia se compone de 30 cm de limo de consistencia dura, color homogéneo castaño rojizo y estructura interna masiva.

La tasa promedio de deposición del albardón fue de 13 cm por año, aproximadamente.

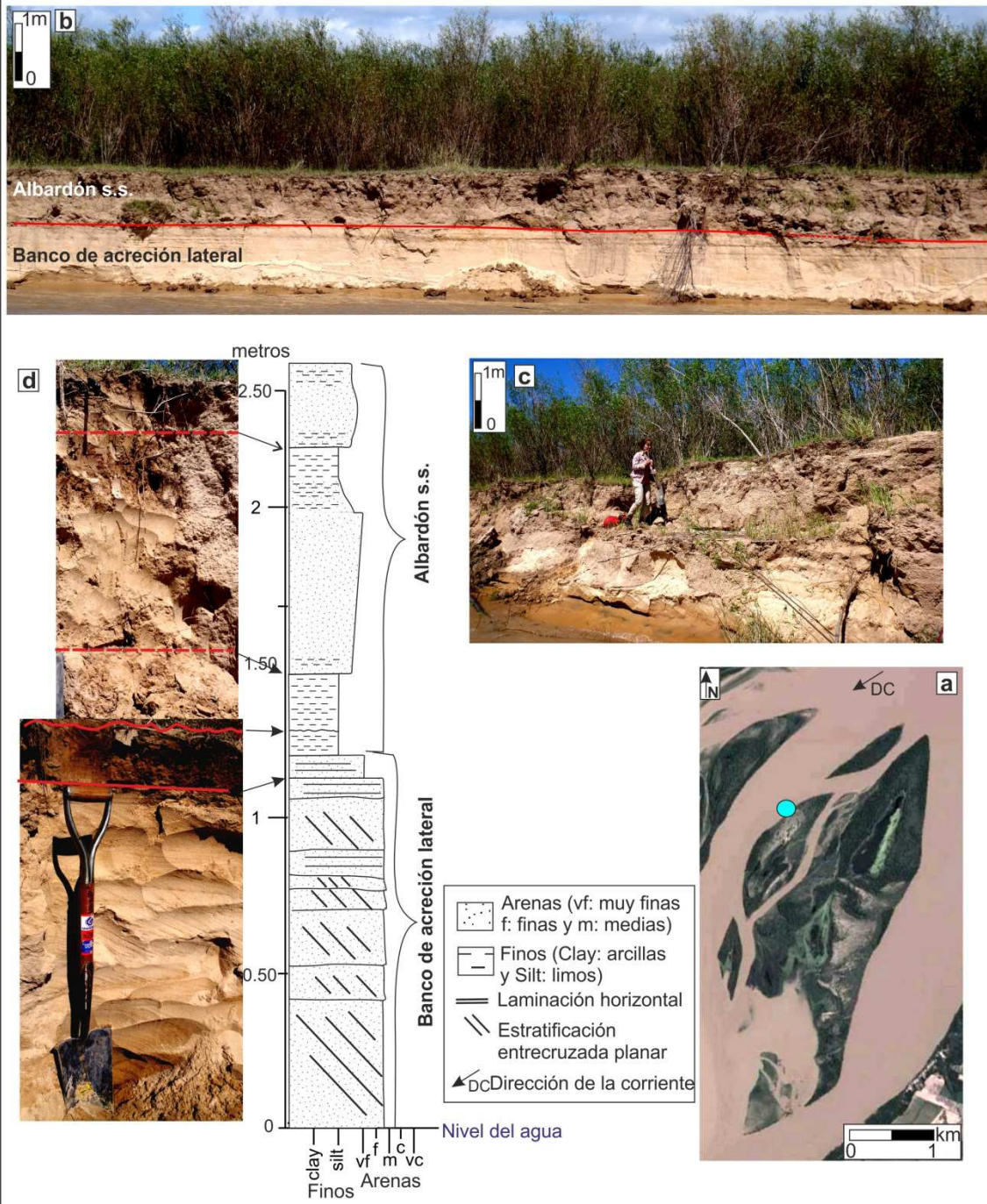


Figura 12.a. Ubicación de la margen conformada por albardones s.s.; **b y c.** Fotografías panorámicas que muestran la geometría tabular de los depósitos que componen dicha margen; **d.** Perfil sedimentológico

❖ Albardón s.s. (formado por encima de un banco de acreción lateral)

El sitio de observación sedimentológica es el punto 5 (*fig. 13a*), el cual corresponde a un banco de acreción lateral que emergió hace aproximadamente 12 años, vegetándose y transformándose en isla a partir de 2006.

El punto de interés se corresponde con una barranca erosiva, con una altura máxima de aproximadamente 4 m con respecto a la isóbata del cero metro del hidrómetro más cercano (Puerto Paraná), la cual no es constante a lo largo de la margen. En la figura 13b se observa el proceso erosivo que está actuando sobre la margen, donde el material cohesivo superior se desliza.

El perfil natural erosivo está formado (de arriba hacia abajo) por: 80 cm de una secuencia de arenas muy finas limosas. El color es castaño grisáceo (gris rosado), con una estructura interna conformada por laminación paralela. Subyace el banco de arena que dio origen a esta isla, formada por arenas medias, en términos promedios; la granulometría completa se da en el gráfico de la figura 13b. Son moderadamente seleccionadas, de asimetría negativa y distribución aguda. Se trata de un coset conformado por sets de 15 a 20 cm de espesor, con estratificación entrecruzada planar, la cual termina en una laminación plana, de alta energía, de granulometría un poco más fina (arenas finas) que la que compone la estratificación entrecruzada, ya que esta contiene arenas gruesas en la base de cada capa.

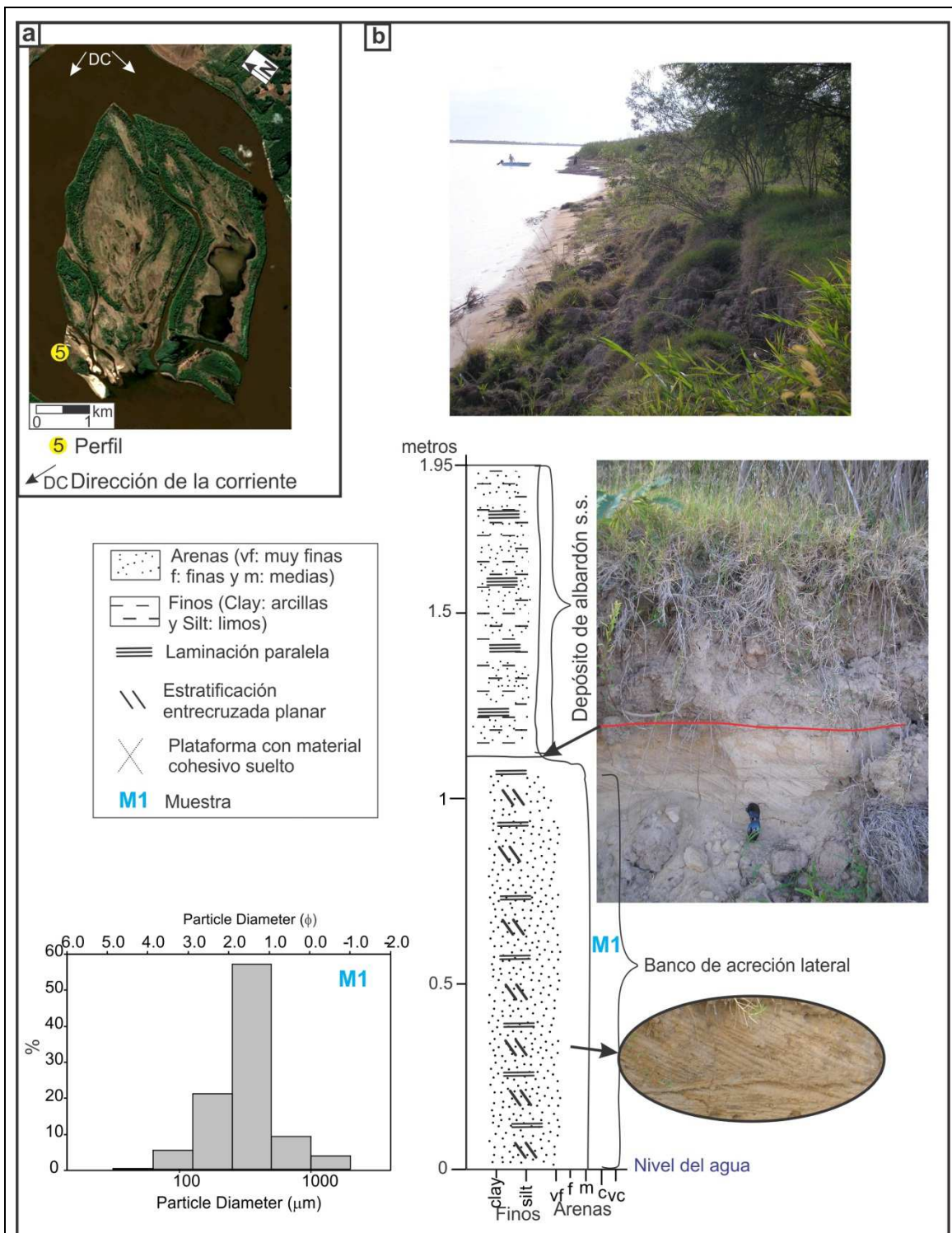


Figura 12.a. Ubicación del perfil sedimentario; y **b.** Perfil sedimentario del punto 5, acompañado por una fotografía de la barranca donde se observan los deslizamientos del material cohesivo superior.